

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Ciclicidade numa tendência geral regressiva – uma abordagem
integrada a uma sucessão marinha rasa do Jurássico Superior
a Norte de São Martinho do Porto
(Bacia Lusitânica)**

Diogo Batista Barros

Mestrado em Geologia
Especialização em Estratigrafia, Sedimentologia e Paleontologia

Dissertação orientada por:
Nuno Lamas de Almeida Pimentel
Antonio Jorge Campos Magalhães

2020

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Ciclicidade numa tendência geral regressiva – uma abordagem
integrada a uma sucessão marinha rasa do Jurássico Superior
a Norte de São Martinho do Porto
(Bacia Lusitânica)**

Diogo Batista Barros

Mestrado em Geologia
Especialização em Estratigrafia, Sedimentologia e Paleontologia

Dissertação orientada por:
Nuno Lamas de Almeida Pimentel
Antonio Jorge Campos Magalhães

2020

I. AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar gostaria de agradecer ao meu orientador Professor Doutor Nuno Pimentel pela disponibilidade que apresentou no desenvolvimento desta dissertação e por ter estado presente em todos os momentos. Por tudo o que me ensinou em campo e em laboratório, sem si este trabalho não seria possível.

Ao meu coorientador Professor Doutor Jorge Magalhães pela motivação e paciência em ouvir todas as minhas dúvidas ao longo deste trabalho. Por ter estado sempre presente e sempre com vontade de ajudar para tornar este trabalho melhor. Para além disso, por todos os ensinamentos em inúmeros tópicos da Geologia e introdução à Estratigrafia Sequencial, assim como pela ajuda nas diversas campanhas de campo onde esteve sempre presente.

À Professora Doutora Maria Cristina Cabral pela identificação dos ostracodos encontrados nas diversas amostras recolhidas, assim como pelo contributo na análise do contexto paleoambiental. Gostaria de agradecer também a disponibilidade e entrega que apresentou para esclarecer qualquer dúvida, cuja ajuda foi bastante importante neste trabalho.

Ao Professor Doutor Mário Cachão pela introdução ao grupo dos nanofósseis calcários, assim como na identificação e discussão de alguns grupos encontrados, cuja ajuda foi importante neste trabalho.

À Marília Zimmermann pela companhia no trabalho de campo e pela ajuda fundamental nos procedimentos laboratoriais que permitiu analisar todas as amostras recolhidas.

À Vera Lopes pela disponibilidade que teve ao longo de todo este tempo não só na preparação de compostos laboratoriais, em particular, o ácido clorídrico a 10% e a Alizarina e Ferrocianeto de Potássio para tingir as lâminas petrográficas, como também pela ajuda em alguns procedimentos laboratoriais que foram realizados.

Ao Professor Doutor Gerson Terra pela caracterização petrográfica das lâminas de rochas carbonatadas e pela discussão de alguns aspetos das mesmas.

À Doutora Mirian Menegazzo pela identificação dos icnogéneros encontrados na praia da Gralha, bem como pela discussão dos seus aspetos morfológicos e do seu contexto paleoambiental.

Ao Doutor Pedro Rodrigues por toda a disponibilidade que apresentou na difração de Raio-X, assim como pela ajuda na identificação de alguns minerais nos difratogramas.

Ao Doutor Luís Carlos Veiga de Oliveira pela ajuda na identificação de alguns nanofósseis calcários.

Ao Professor Doutor Rui Pena dos Reis pela cedência do Gamma-Ray portátil tão importante para este trabalho.

À Doutora Cytia Mourão pelo ensinamento na preparação de taliscas na fase inicial desta dissertação.

À Cristiana Esteves pela ajuda nas preparações laboratoriais e por todos os conselhos que me deu na fase inicial desta dissertação.

Ao Doutor Jorge Colmenar pela introdução ao Adobe Illustrator e por toda a paciência para ouvir as minhas dúvidas aquando da realização dos log's neste software.

À Diana Brum da Silveira por um lado, por toda a disponibilidade ao longo de toda esta dissertação, por todos os conselhos, por ter estado sempre presente e em quem pude sempre confiar e

desabafar. Por outro lado, pela ajuda na preparação laboratorial e triagem de amostras para micropaleontologia.

Ao Rúben Carlos não só pela disponibilidade apresentada ao longo deste trabalho estando sempre pronto a ajudar, mas também pela preocupação e ajuda de forma indireta em alguns pontos. Também gostaria de agradecer a ajuda na preparação laboratorial e triagem de amostras para micropaleontologia.

À minha madrinha Sara Pestana pela presença ao longo de todo o meu percurso académico e por todos os conselhos que me deu ao longo dos últimos anos, que me fizeram crescer bastante em termos pessoais e académicos. Para além disso pela revisão detalhada desta dissertação.

A todas as pessoas que indiretamente ajudaram neste trabalho, por todos os conselhos que me deram ao longo de todo este tempo e por terem estado sempre presentes.

Por fim, à minha família mais próxima nomeadamente os meus pais, o meu avô, a minha avó e o meu padrinho que sempre me apoiaram em todas as minhas decisões ao longo de toda a minha vida e que estiveram sempre presentes fornecendo-me os melhores conselhos. Agradeço-vos o que sou hoje!

II. RESUMO

O presente trabalho consiste na análise integrada de uma sucessão sedimentar do Jurássico superior que aflora na praia da Gralha (zona central da Bacia Lusitânica). Com base na integração da descrição de litofácies e no resultado das análises laboratoriais em amostras foi possível interpretar o paleoambiente deposicional, assim como propor uma evolução estratigráfica detalhada dentro do contexto regional dos depósitos aflorantes na zona de São Martinho do Porto.

Foram estudados 64m de sucessão, na qual diversas litofácies foram identificadas e agrupadas em 4 associações de fácies, nomeadamente Arenitos de shoreface inferior a plataforma interna, seguidos de Lutitos de shoreface inferior a plataforma interna, Paleossolos e Depósitos carbonatados de plataforma interna. Diversos procedimentos laboratoriais foram realizados, tais como, calcimetria, difração de Raio-X, triagem de ostracodos, foraminíferos e carófitas, nanofósseis calcários e petrografia, num total de 144 amostras, permitiram integrar uma grande quantidade de dados que possibilitou maior robustez das interpretações realizadas neste trabalho.

As evidências indicam um paleoambiente deposicional marinho raso de baixa a muito baixa energia e de baixo pendor, com atuação de ondas e provavelmente próxima de uma região costeira pantanosa, com episódios de variação climática quente com algum contraste sazonal. Esta interpretação foi baseada na observação de estruturas sedimentares geradas por onda (e.g. wave ripples e swaley/hummocky) aliado à presença de rochas carbonatadas (wackestones e margas), microfósseis (nanofósseis calcários, foraminíferos, ostracodos e carófitas), macrofósseis (bivalves e gastrópodes), fragmentos de equinodermes, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*?, *Rhizocorallium*? e razão Ilite/Caulinite. As frequentes flutuações métricas do nível relativo do mar com alternância entre períodos de deposição com períodos de exposição sub-aérea justificam assim um substrato de baixo pendor.

A parte inferior da sucessão tem um teor mais carbonatado materializada pela presença de depósitos carbonatados e fósseis marinhos. A parte superior da sucessão apresenta uma sedimentação siliciclástica caracterizada pela maior abundância de lutitos, arenitos oxidados e paleossolos. A integração de dados permitiu também identificar sequências deposicionais e T-R de diferentes frequências. As discordâncias sub-aéreas estão localizadas no topo dos Paleossolos e as superfícies máximas de inundação nos wackestones, posicionados no topo de uma sucessão composta por fácies mais proximais.

Foram interpretadas sequências deposicionais de alta, média e baixa frequência. Em todas elas predominam tendências regressivas em direção ao topo. Através da integração deste trabalho no contexto regional verifica-se que a sucessão estudada está posicionada inicialmente num domínio mais siliciclástico a Sul que passa a um domínio mais carbonatado a Norte, onde ocorrem barras oncolíticas na praia dos Salgados.

Palavras-Chave:

Bacia Lusitânica; Jurássico superior; Integração de dados; Paleoambiente deposicional marinho raso; Ciclicidade.

III. ABSTRACT

This work aims to make an integrated analysis of the outcropping sedimentary succession at Gralha Beach, North of São Martinho do Porto in the Lusitanian Basin. With field lithofacies description and samples analyses it was possible to obtain a palaeodepositional interpretation and propose a stratigraphic evolution for this sedimentary succession within a regional context.

Lithofacies were recognised based on lithology, sedimentary structures, fossil and ichnofossil content, and grouped into 4 lithofacies associations (sandstone from lower shoreface and inner shelf are the most abundant lithofacies, followed by shale and siltstone from lower shoreface and inner shelf, palaeosols, and carbonate lithofacies from inner shelf). The samples were analysed for calcimetry, X-Ray diffraction, micropaleontological content (calcareous nannofossils, foraminifera, ostracoda and charophyta) and petrography over 64m of outcropping sedimentary succession. Integration of data acquired from those different techniques is the main goal of this research.

The evidences indicate shallow-marine paleodepositional environment in a low and very low energy setting and gently dipping substrate with wave action and probably related to a muddy coastal wetland area. Climate was hot and humid with seasonal climatic. These interpretations are based on presence of sedimentary structures (wave ripples and swaley/hummocky), carbonate lithofacies (wackestones and marls), microfossils (calcareous nanofossil, foraminifera, ostracoda and charophyta), bivalvia, gastropoda and echinoderma fragments, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*?, *Rhizocorallium*?, and I/K ratio. The frequent metric fluctuations in the relative sea level with alternation between deposition periods and sub-aerial exposure periods thus justify a gently dipping substrate. Data integration allowed the identification of depositional and T-R sequences with different frequencies. Subaerial unconformities are located at the top of paleosols and maximum flooding surface (MFS) are interpreted within wackestones located on top of proximal facies. At the sedimentary succession's lower portion there is the highest fossil and carbonate content; in contrast the upper portion shows the predominance of oxidized shale and siltstone and palaeosols.

An overall upwards regressive trend is observed at low frequency. The integration of this work in the regional setting tell us that the succession is located in regressive siliciclastic trend at southward that changes to carbonate setting at northward in which occurs oncolitic limestones at the Salgados beach.

Key-words:

Lusitanian Basin; Upper Jurassic; Data integration; Shallow-marine paleoenvironment; Cyclicity.

IV. ÍNDICE

1. Introdução	1
1.1 Introdução e Objetivos.....	1
1.2 Plano da dissertação.....	2
2. Metodologias.....	3
2.1 Trabalho de Campo.....	3
2.1.1 Descrição das Litofácies	3
2.1.2 Perfil de Radiação Gama total, U, K e Th.....	4
2.2 Trabalho Laboratorial	5
2.2.1 Calcimetria	5
2.2.2 Difração de Raio-X.....	6
2.2.3 Petrografia	6
2.2.4 Micropaleontologia.....	6
2.2.4.1 Nanofósseis calcários	6
2.2.4.2 Ostracodos, foraminíferos e carófitas	6
2.3 Modelo 3D.....	7
3. Enquadramentos	8
3.1 Enquadramento Geográfico	8
3.2 Enquadramento Geológico.....	8
4. Descrição e interpretação das Litofácies.....	14
4.1 Litofácies Siliciclásticas.....	15
4.2 Litofácies Carbonatadas.....	20
4.3 Sucessão vertical.....	20
4.4 Petrografia.....	27
4.4.1 Arenitos (sub-arcoses)	28
4.4.2 Lutitos.....	30
4.4.3 Margas	31
4.4.4 Wackestones	31
4.4.5 Paleossolos	32
5. Paleontologia, Micropaleontologia e Icnologia.....	34
5.1 Paleontologia	34
5.2 Micropaleontologia.....	35
5.2.1 Nanofósseis calcários.....	36
5.2.2 Foraminíferos, ostracodos e carófitas	39
5.3 Icnologia	41
6. Descrição e Interpretação das Associações de fácies	44

7. Resultados Laboratoriais	49
7.1 Calcimetria.....	49
7.2 Difração de Raio-X.....	49
7.2.1 Mineralogia.....	49
7.2.2 Cristalinidade da Ilite.....	50
7.2.3 Razão ilite/kaolinite (I/K)	51
8. Resultados de Radiação Gama total, U, K e Th	52
9. Discussão	54
9.1 Sucessão vertical integrada	54
9.2 Paleoambiente deposicional	57
9.3 Estratigrafia Sequencial	60
9.4 Integração Regional	65
10. Conclusões e Recomendações.....	67
10.1 Conclusões	67
10.2 Recomendações	68
11. Referências Bibliográficas.....	69
12. Anexos	79
12.1 Tabelas com a amostragem de Petrografia.....	79
12.2 Tabela com a correlação das amostras	80
12.3 Tabela com os resultados de Calcimetria.....	81
12.4 Tabelas com os valores da Radiação Gama total, U, K e Th	82
12.5 Tabelas com os resultados da difração de Raio-X e difratogramas.....	86
12.5.1 Tabela com os valores da razão I/K e Índice de cristalinidade da ilite.....	86
12.5.2 Difratogramas	86
12.6 Tabelas de contagens dos nanofósseis calcários e espécies	95
12.7 Tabelas de contagens de ostracodos e foraminíferos	96

V. ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Exemplo da descrição realizada no campo. Observa-se o número e posição de amostragem, o esboço do log de litofácies considerando a granularidade, as estruturas sedimentares, o número e posição das fotografias bem como uma descrição de cada unidade. Na figura estão descritos os primeiros 2m da sucessão sedimentar..... 3

Figura 2.2. Caracterização das tendências da variação da Radiação Gama. *Cylindrical*, na qual o GR se mantém praticamente constante com valores baixos; *Funnel* na qual existe uma tendência de diminuição do GR em direção ao topo; *Bell* na qual existe uma tendência de aumento de GR em direção ao topo; *Symmetrical* na qual existe uma diminuição e posterior aumento do GR em direção ao topo; e finalmente *Serrated*, a qual apresenta valores elevados de GR com variações relativamente constantes (retirado e traduzido de Kendall & Pomar, 2005). 5

Figura 2.3. Medidor de Radiação Gama portátil (Gamma Surveyor II) utilizado na obtenção dos perfis de Radiação Gama total, K, U e Th apresentados neste trabalho. 5

Figura 2.4. Representação de um excerto do modelo 3D da sucessão vertical presente na praia da Gralha com recurso ao programa AGISOFT METASHAPE. As linhas pretas representam a forma como foram medidas e descritas as camadas, sempre ortogonal à estratificação (S_0). 7

Figura 3.1. Enquadramento geográfico regional (A) e local da praia da Gralha (B). Excerto do modelo 3D realizado neste trabalho (C). 8

Figura 3.2. Representação esquemática do modelo clássico de cisalhamento puro proposto por McKenzie (1978) para explicar os processos e comportamento reológico durante a extensão crustal... 9

Figura 3.3. Representação esquemática do modelo de cisalhamento simples proposto por Wernicke (1981) para explicar a evolução de uma margem passiva assimétrica..... 9

Figura 3.4. (A) Mapa da localização dos setores Norte, Central e Sul da Bacia Lusitânica segundo Ribeiro *et al.* (1996) bem como as falhas controladoras da sua evolução Jurássica (adaptado de Kullberg, 2000). (B) Corte geológico (A – B) na qual são individualizadas a Bacia Lusitânica, a Bacia de Peniche e o *horst* das Berlengas. Esta elevação estrutural denota o limite entre as duas bacias sedimentares (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1996). 10

Figura 3.5. Tabela litoestratigráfica simplificada da Bacia Lusitânica com informação dos estados geodinâmicos principais, eventos magmáticos e sequências estratigráficas de 1ª ordem (adaptado de Pena dos Reis *et al.*, 2008). Estão destacadas as Formações pertencentes ao Jurássico Superior e a Formação Alcobaça aflorante na praia da Gralha. 12

Figura 3.6. Formações aflorantes na praia da Gralha (excerto da Folha 26B – Alcobaça, Zbyszewski *et al.*, 1961). Verifica-se que nas arribas localizadas na praia da Gralha afloram as Formações Montejunto e Alcobaça. A área de estudo está apenas inserida na Formação Alcobaça. ... 13

Figura 4.1. Percentagem de cada uma das litofácies na sucessão vertical. Verifica-se que a litofácies mais abundante é a FsM seguida de P e da Sm. Abreviaturas: FsM – argilito/siltito maciço; P – paleossolo; Sm – arenito maciço; Mrg – marga; Sw – arenito com wave ripples; He – heterolito; Wack – wackestone; Sf – arenito com estruturas convolutas; Sh – arenito com laminação horizontal/baixo

ângulo; Ss – arenito com swaley/hummocky; St – arenito com estratificação cruzada acanalada e FsD – argilito com fendas de dessecação..... 15

Figura 4.2. Sucessão vertical no intervalo entre os 0m e os 10m. Na fotografia 1 está representado o paleossolo. Na fotografia 2 a litofácies FsM com laminação incipiente. Na fotografia 3 está representado o wackestone. Finalmente na fotografia 4 está representada a litofácies Sf com estruturas convolutas..... 21

Figura 4.3. Sucessão vertical no intervalo entre os 10m e os 20m. Na fotografia 5 estão representadas wave ripples no arenito. Na fotografia 6 o paleossolo bem cimentado. Na fotografia 7 a estrutura cruzada acanalada. Na fotografia 8 *Ophiomorpha*?..... 22

Figura 4.4. Sucessão vertical no intervalo entre os 20m e os 30m. Na fotografia 9 está representada uma marga maciça..... 23

Figura 4.5. Sucessão vertical no intervalo entre os 30m e os 40m. Na fotografia 10 está representado *Thalassinoides*. Na fotografia 11 laminação horizontal/baixo ângulo. Finalmente na fotografia 12 swaley/hummocky..... 24

Figura 4.6. Sucessão vertical no intervalo entre os 40m e os 50m. Na fotografia 13 está representado *Rhizocorallium*?. Na fotografia 14 o heterolito. Finalmente na fotografia 15 a laminação horizontal/baixo ângulo..... 25

Figura 4.7. Sucessão vertical no intervalo entre os 50m e os 64m. Fotografias representativas das fendas de dessecação..... 26

Figura 4.8. Diagrama QFL (quartzo, feldspato e fragmentos líticos) para classificação dos arenitos segundo Folk (1980). Todas as lâminas petrográficas dos arenitos localizam-se no campo das sub-arcoses..... 28

Figura 4.9. Tamanho do grão dos arenitos. (A) Arenito muito fino (lâmina P18). (B) Arenito fino (lâmina P13). (C) Arenito médio (lâmina P14). Observa-se elevada quantidade de matriz nas amostras..... 29

Figura 4.10. Fotografias de lâminas petrográficas de arenitos. Arenito fino (lâmina P13) em nicóis paralelos (A e C) e em nicóis cruzados (B e D). Arenito médio (lâmina P14) em nicóis paralelos (E) e em nicóis cruzados (F). Observam-se os grãos, tipos de contacto, matriz e cimento. Abreviaturas: Msc – Moscovite, Qz – Quartzo, Plg – Plagioclase, Lí – Fragmento lítico, Mtz – Matriz, Car – Cimento carbonatado..... 30

Figura 4.11. Fotografia da lâmina petrográfica P27. Observa-se a presença de ilite em nicóis paralelos (A) e em nicóis cruzados (B). Abreviatura: I - Ilite..... 31

Figura 4.12. Fotografia da lâmina petrográfica P23 em nicóis paralelos (A) e em nicóis cruzados (B). Identifica-se grãos de quartzo e opacos. A grande maioria dos grãos é do tamanho da silte e argila. Abreviaturas: Qz – Quartzo, Op – Opaco, Mtz – Matriz carbonatada, Msc – Moscovite,..... 31

Figura 4.13. Fotografias de lâminas petrográficas de wackestones. Lâmina P2 em nicóis paralelos (A) e em nicóis cruzados (B). Lâmina P8 em nicóis paralelos (C) e em nicóis cruzados (D). Lâmina P24

em nicóis paralelos (E) e em nicóis cruzados (F). Abreviaturas: Foram – foraminífero bentónico, Ost – ostracodo, Biva – fragmento de bivalve, Pel – pelóide, Qz – quartzo..... 32

Figura 4.14. Fotografias das lâminas petrográficas de paleossolos. Lâmina P6A em nicóis paralelos (A) e em nicóis cruzados (B). Lâmina P22 em nicóis paralelos (C) e em nicóis cruzados (D). Lâmina P6B em nicóis paralelos (E) e em nicóis cruzados (F). Abreviaturas: Equi – Equinoderme, Mic – Microcodium, Calc – Calcreto, Qz – Quartzo, Plg – Plagioclase. 33

Figura 5.1. Gastrópode encontrado na sucessão vertical da praia da Gralha com cerca de 2cm. 35

Figura 5.2. Bivalves encontradas na sucessão vertical da praia da Gralha com valvas desarticuladas (A) e articuladas (B). 35

Figura 5.3. Indivíduos de *Watznaueria manivittiae* presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha. 37

Figura 5.4. Indivíduos de *Watznaueria barnesiae* presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha. 38

Figura 5.5. Indivíduos de *Watznaueria ovata* presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha. 38

Figura 5.6. Indivíduos de *Watznaueria britannica* presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha. 39

Figura 5.7. Ostracodos representativos presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha: (A) *Mantelliana* sp., (B) *Darwinula* sp., (C) *Theriosynoecum* spp. e (D) *Damonella* sp..... 41

Figura 5.8. Exemplares de carófitas presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha..... 41

Figura 5.9. Distribuição das icnofácies e traços fósseis marinhos mais comuns. 1) *Caulostrepsis*; 2) *Entobia*; 3) tubos de equinoides; 4) *Trypanites*; 5) *Teredolites*; 6) *Thalassinoides*; 7) e 8) *Gastrochaenolites* ou icnogêneros relacionados; 9) *Diplocraterion*; 10) *Skolithos*; 11) e 12) *Psilonichnus*; 13) *Macanopsis*; 14) *Skolithos*; 15) *Diplocraterion*; 16) *Arenicolites*; 17) *Ophiomorpha*; 18) *Phycodes*; 19) *Rhizocorallium*; 20) *Teichichnus*; 21) *Planolites*; 22) *Asteriacites*; 23) *Zoophycos*; 24) *Lorenzina*; 25) *Zoophycos*; 26) *Paleodictyon*; 27) *Taphrehelminthopsis*; 28) *Helminthoida*; 29) *Cosmorhaphie*; 30) *Spirorhaphie* (retirado de MacEachern *et al.*, 2010). 42

Figura 5.10. Icnogênero *Thalassinoides* encontrado na sucessão da praia da Gralha. Em (A) corresponde a uma vista mais geral e em (B) uma vista mais pormenorizada. Identificam-se as ramificações em Y ou T encontrando-se preenchidas principalmente por areia, mas também por silte e argila..... 43

Figura 5.11. (A) *Ophiomorpha*? e (B) *Rhizocorallium*? encontrado na sucessão da praia da Gralha. Neste último não é possível verificar a estrutura tubular em U completa e, portanto, a identificação não é clara. 43

Figura 6.1. Valores das percentagens das diferentes associações de fácies ao longo da sucessão descrita na praia da Gralha. A associação de fácies mais abundante são os ASIP, seguidos dos LSIP, PAL e DCP..... 45

Figura 6.2. Associação de fácies ASIP. Observa-se a geometria externa lenticular e o contacto abrupto sobre a associação de fácies Paleossolos. Dentro do quadrado destacado está a escala representada pelo martelo.....	46
Figura 6.3. Associação de fácies LSIP de cor avermelhada a castanha escura maciça (A) e com fendas de dessecação (B).....	46
Figura 6.4. Associação de fácies DCP representada pela litofácies Mrg (A) e Wack (B) contínuas lateralmente.	47
Figura 6.5. Associação de fácies PAL de cor castanha escuro a avermelhada com concreções carbonatadas.	48
Figura 7.1. Difratoograma da amostra DRX1. Foram identificados vários minerais através dos picos representados no difratograma, nomeadamente clorite (Cl), ilite (I), caulinite (K), quartzo (Qz) e feldspato (Fdp).	50
Figura 7.2. Classificação do índice da cristalinidade da ilite mostrando diferentes zonas metamórficas e as temperaturas aproximadas a que se iniciam essas zonas (Traduzido de Verdel <i>et al.</i> , 2012).....	51
Figura 8.1. Variação dos valores de Radiação Gama consoante as associações de fácies. Verifica-se que os valores são relativamente semelhantes em quase todas as associações de fácies, o que impossibilita o reconhecimento das litologias diretamente a partir do perfil de GR.....	52
Figura 8.2. Integração dos perfis de Radiação Gama total, U, K e Th com a sucessão vertical descrita na praia da Gralha. As interpretações das tendências de empilhamento foram realizadas segundo Kendall & Pomar (2005).	53
Figura 9.1. Integração de todos os dados de campo e laboratoriais obtidos a partir da sucessão descrita na praia da Gralha. Os números correspondem à identificação da amostragem. Espécies e/ou géneros de nanofósseis calcários e ostracodos estão indicados nos retângulos e os seus nomes em <i>itálico</i> . Na sucessão vertical as cores correspondem às litologias. Estão também representadas as abreviaturas de algumas litofácies de acordo com a sua ocorrência na sucessão vertical	56
Figura 9.2. Costa da Papua como uma proposta de um análogo atual do paleoambiente deposicional interpretado para a sucessão descrita na praia da Gralha. O local do paleoambiente deposicional estaria localizada na área delimitada pela elipse branca.	59
Figura 9.3. Reconstituição paleográfica do Jurássico Superior na Bacia Lusitânica (Mateus <i>et al.</i> , 2013). As áreas delimitadas a branco indicam o local do paleoambiente deposicional para a sucessão descrita na praia da Gralha.	59
Figura 9.4. Sequências, cortejos de sistemas e superfícies estratigráficas definidas em relação ao nível de base, bem como as curvas regressivas e transgressivas. Abreviações: SU – discordância sub-aérea, c.c – conformidade correlativa, BSFR – superfície basal da regressão forçada, MRS – superfície máxima de regressão, MFS – superfície máxima de inundação, NR – regressão normal, FR – regressão forçada, LST – cortejo de sistemas de baixo nível, TST – cortejo de sistemas transgressivo, HST – cortejo de sistemas de alto nível, FSST – cortejo de sistemas de queda, RST – cortejo de sistemas regressivos (retirado de Catuneanu, 2006).	60

Figura 9.5. Identificação das superfícies e sequências estratigráficas de alta, média e baixa frequência a partir da sucessão vertical integrada com os resultados de nanofósseis calcários, foraminíferos, ostracodos, carófitas e calcimetria.	62
Figura 9.6. Variação esquemática da posição da linha de costa ao longo do tempo (linha azul), consoante os ciclos T-R identificados na Praia da Galha. Verifica-se uma tendência geral regressiva pontualmente influenciada por transgressões associadas à MFS.	63
Figura 9.7. Comparação das sequências estratigráficas de alta frequência com base na análise da sucessão vertical e com base na análise do perfil de GR total. Verifica-se que as sequências interpretadas através dos <i>log trends</i> do GR não coincidem com as sequências interpretadas a partir da análise da sucessão vertical.	64
Figura 9.8. Integração da sucessão vertical descrita na praia da Galha com o contexto regional baseado na sucessão vertical de Bernardes (1992).	66

VI. ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1. Litofácies representativas que afloram na praia da Gralha.	14
Tabela 4.2. Resumo da descrição das lâminas delgadas das várias litologias amostradas na sucessão sedimentar da praia da Gralha.	28
Tabela 5.1. Ocorrência dos vários microfósseis nas diferentes litofácies amostradas na sucessão da praia da Gralha.....	36
Tabela 6.1. Associações de fácies representativas da sucessão sedimentar localizada na praia da Gralha.	44
Tabela 7.1. Amostras recolhidas para ensaios de calcimetria em diversas litofácies. As litofácies mais amostradas foram a FsM e a P.	49
Tabela 7.2. Amostras recolhidas para difração de Raio-X em diversas litofácies.	50
Tabela 12.1. Tabela com a amostragem da Petrografia em cada litofácies.....	79
Tabela 12.2. Tabela com a amostragem de Petrografia e a localização na sucessão (m).	79
Tabela 12.3 Localização das amostragens na sucessão sedimentar em face dos vários procedimentos laboratoriais, assim como a correlação e numeração entre amostras.	80
Tabela 12.4. Resultados da calcimetria com o peso da amostra seca, peso da amostra após a reação com HCl, peso dos carbonatos da amostra e percentagem de carbonatos na amostra.	81
Tabela 12.5. Valores da aquisição do GR, U, K e Th ao longo de toda a sucessão sedimentar.	82
Tabela 12.6. Tabela com os valores retirados dos difratogramas que levaram ao cálculo da razão I/K e do índice de cristalinidade da Ilite.....	86
Tabela 12.7. Tabela com a quantidade de nanofósseis encontrados ao longo da sucessão sedimentar nas várias amostras assim como a distribuição das espécies.	95
Tabela 12.8. Tabela com as contagens dos ostracodos, carófitas e foraminíferos em todas as amostras triadas.	96
Tabela 12.9. Tabela com a ocorrência de ostracodos por amostra.....	96




















VII. LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

VII. I. Abreviaturas e Siglas:

GR – Radiação Gama;
K – Potássio;
U – Urânio;
Th – Tório;
g – Grama;
km – Quilómetro;
m – Metro;
cm – Centímetro;
mm – Milímetro;
 μm – Micrómetro;
 km^2 – Quilómetro quadrado;
 mm^2 – Milímetros quadrados;
 m^3 – Metro cúbico;
KV – Quilovolt;
mA – Miliampère;
MeV – Megaeletrão volt;
cps – contagens por segundo;
% – Percentagem;
ppm – Partes por milhão;
3D – 3 dimensões;
° – Graus;
°C – Graus Celcius;
 θ – Teta;
n – Número de medições de paleocorrentes;
N – Norte;
NW – Noroeste;
NE – Nordeste;
SE – Sudeste;
A – Argila;
S – Silte;
MF – Areia muito fina;
F – Areia fina;
M – Areia média;
IB – Índice de Bioturbação;

PC – Paleocorrentes;
C – Amostras para Calcimetria;
DRX – Amostras para Difração de Raio-X;
Bio – Amostras para Micropaleontologia;
P – Amostras para Petrografia;
Th – *Thalassinoides*;
Op? – *Ophiomorpha*?;
Rh? – *Rhizocorallium*?;
HCl – Ácido clorídrico;
Ma – Milhões de anos;
MOI – Margem Oeste Ibérica;
T-R – Transgressão-Regressão;
I/K – Razão Ilite/Caulinite;
Q – Quartzo;
F – Feldspato;
L – Líticos;
< – Menor;
> – Maior;
Qz – Quartzo;
Fdp – Feldspato;
Plg – Plagioclase;
Msc – Moscovite;
Cl – Clorite;
I – Ilite;
K – Caulinite;
Car – Carbonato;
Lí – Fragmento lítico;
Mtz – Matriz;
Ost – Ostracodo;
Biva – Fragmento de bivalve;
Pel – Pelóide;
Mic – Microcodium;
Foram – Foraminífero;
Equi – Equinoderme;
Calc – Calcreto.

VII. II. Legenda para interpretação de todas as sucessões verticais presentes ao longo deste trabalho:

	Arenitos
	Lutitos
	Wackestones
	Margas
	Paleossolos
	Estratificação cruzada acanalada
	Wave ripples
	Laminação horizontal/baixo ângulo
	Swaley/Hummocky
	Estrutura Convoluta
	Bivalves
	Gastropodes
	Equinodermes
	Marcas de raíz
	Fendas de dessecação
	Marcas de carga
	Direção da paleocorrente
	<i>Thalassinoides</i>
	<i>Rhizocorallium?</i>



Ophiomorpha?



Índice de Bioturação 1



Índice de Bioturação 2



Índice de Bioturação 3



Índice de Bioturação 4



Localização da amostragem



Discordância Sub-aérea (SU)



Superfície Máxima de Inundação (MFS)



Transgressão



Regressão



Linha de Costa

1. Introdução

1.1 Introdução e Objetivos

A integração de dados obtidos por diversos métodos numa sucessão sedimentar permite compreender a evolução da sedimentação ao longo do tempo. Esta integração deve ser feita, sempre que possível, com o máximo de informação aliada à utilização de diversos procedimentos laboratoriais, por forma a complementar uma abordagem mais robusta e fidedigna, qualquer que seja o objetivo do estudo realizado, em qualquer área da Geologia.

A análise de fácies é um método sedimentológico fundamental para caracterizar litofácies e sucessões rochosas. Esta análise é bastante importante na realização de estudos de Estratigrafia Sequencial uma vez que permite identificar superfícies estratigráficas, interpretar o paleoambiente deposicional e reconstituir a paleogeografia ao tempo da deposição dos sedimentos. Neste contexto a análise de fácies é particularmente relevante em estudos de ciclicidade bem como na interpretação das variações do nível de base. Por outro lado, a Estratigrafia Sequencial é uma ferramenta bastante importante para analisar a resposta sedimentar consoante as variações do nível de base e as tendências deposicionais que resultam da interação entre acomodação e sedimentação (Catuneanu, 2006).

Uma litofácies corresponde a um corpo rochoso com características específicas que resulta da atuação de processos sedimentares no ambiente paleodeposicional (Reading & Levell, 1996). Estas características contemplam a litologia, textura, estrutura sedimentar e conteúdo fossilífero. Segundo Nichols (2009) um paleoambiente deposicional é caracterizado por uma combinação de processos. Por fim um sistema deposicional corresponde ao produto da sedimentação, ou seja, o registo sedimentar que foi preservado num paleoambiente deposicional específico. Os ambientes deposicionais podem ser classificados como não-marinhos, costeiros ou marinhos (Fisher & McGowan, 1967). Os sistemas deposicionais podem ser fluviais, eólicos, deltaicos, entre outros (Dalrymple, 2010).

O objetivo fundamental deste trabalho, que corresponde ao tema desta dissertação de mestrado é realizar uma análise sedimentológica e estratigráfica integrada numa sucessão sedimentar pertencente ao Jurássico superior. Com base nesta integração, baseada na descrição de litofácies no campo e análises laboratoriais em amostras recolhidas, foi possível interpretar o paleoambiente deposicional assim como caracterizar as sequências estratigráficas. As motivações que levaram ao desenvolvimento deste trabalho nesta área foram o facto de estar presente uma sucessão sedimentar contínua e com facilidade de acesso. Para além disso, comparar os resultados deste estudo com trabalhos anteriores e identificar sequências estratigráficas em várias frequências baseadas em padrões de empilhamento e ciclos transgressivos e regressivos. Desta forma, contribuir para o entendimento da história da sedimentação que ocorreu nesta região da Bacia Lusitânica durante o Jurássico superior.

1.2 Plano da dissertação

Esta dissertação está subdividida em 10 capítulos. Esta subdivisão tem como objetivo estruturar o encadeamento do trabalho realizado.

Capítulo 1 – São apresentados os objetivos principais e as motivações pelas quais foi realizado este trabalho.

Capítulo 2 – Estão descritas todas as metodologias utilizadas ao longo da realização desta dissertação e as suas caracterizações teóricas. Também são apresentados os processos pelos quais as amostras foram sujeitas em cada um dos procedimentos laboratoriais.

Capítulo 3 – É apresentado o Enquadramento Geográfico da praia da Gralha e o Enquadramento Geológico da Bacia Lusitânica, mais especificamente da região de São Martinho do Porto.

Capítulo 4 – São descritas e interpretadas as 12 litofácies identificadas no campo. As litofácies estão representadas numa sucessão vertical completa em troços de 10m. Para além disto, este capítulo contempla os resultados petrográficos.

Capítulo 5 – É apresentada uma breve caracterização teórica dos macrofósseis, microfósseis e icnofósseis encontrados na praia da Gralha. É descrita a sua distribuição ao longo da sucessão sedimentar, assim como a identificação sempre que possível ao nível da espécie dos organismos encontrados.

Capítulo 6 – São descritas e interpretadas as 4 associações de fácies.

Capítulo 7 – São apresentados todos os resultados obtidos através da calcimetria e difração de Raio-X.

Capítulo 8 – São apresentados os resultados de Radiação-Gama total, U, K e Th adquiridos no campo aquando da descrição faciológica.

Capítulo 9 – É apresentada uma discussão baseada na integração de todos os dados, incluindo a caracterização das sequências estratigráficas e do paleoambiente deposicional. Também é realizada uma proposta de correlação da sucessão da praia da Gralha com o contexto regional apresentado em trabalhos anteriores.

Capítulo 10 – São enunciadas as conclusões e as recomendações para trabalhos futuros.

Referências Bibliográficas – São apresentados todos os artigos e livros referenciados ao longo do texto.

Anexos – São apresentados todos os anexos importantes na realização desta dissertação.

2. Metodologias

Foram realizadas 5 campanhas de campo na praia da Gralha nas quais foram descritas e fotografadas todas as litofácies presentes no afloramento durante um total de 18 dias. Durante esta descrição foram também adquiridos dados de Radiação Gama total, U, K e Th. Também foram recolhidas amostras para ensaios de calcimetria, difração de Raios-X, micropaleontologia e petrografia. Todos os procedimentos laboratoriais foram realizados nos diversos laboratórios do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, à exceção das lâminas delgadas que foram realizadas pela empresa ABC A HEAD, localizada na Polónia.

2.1 Trabalho de Campo

2.1.1 Descrição das Litofácies

A descrição das litofácies no afloramento contemplou a composição, granularidade, cor, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, presença de icnofósseis, identificação do icnogénero e classificação do índice de bioturbação.

Para descrever cada litofácies foi utilizada uma folha de descrição padrão (Fig. 2.1). As litofácies foram categorizadas segundo Miall (1996) e, portanto, identificadas com uma sigla na qual a primeira letra corresponde ao tamanho do grão predominante, a segunda letra a estruturas sedimentares e a terceira letra aplicada a aspetos particulares relevantes. A espessura das camadas foi medida com recurso a uma fita métrica sempre ortogonal à estratificação (S_0) e calibrada com um modelo 3D da região. Posteriormente, a frequência de ocorrência de cada litofácies foi obtida a partir da razão entre a espessura total de cada litofácies e a espessura total da sucessão sedimentar. Foram também realizadas sempre que possível medições das direções das paleocorrentes em estruturas sedimentares, nomeadamente estratificação cruzada e wave ripples.

Amostra	Espessura (m)	Granulometria/Esboço										Estruturas	Fotografias	Descrição	
		A	S	MF	F	M	G	MG	C	SX					
e29, Bio30 P1	2												25 - 28	ARENITO FINO MACIÇO, BIOTURBADO NO TOPO (IB = 2)	
	1												19 - 24		SILTITO COM LAMINAÇÃO INEQUIVALENTE
	1												13 - 18		
	1												10 - 12		ARENITO FINO MACIÇO, BIOTURBADO NO TOPO (IB = 2)
e1, DRx1 Bio1	1												7 - 9	PALEOSSOLO COM RIZOCORREÇÕES	
	0												1 - 6		

Figura 2.1. Exemplo da descrição realizada no campo. Observa-se o número e posição de amostragem, o esboço do log de litofácies considerando a granularidade, as estruturas sedimentares, o número e posição das fotografias bem como uma descrição de cada unidade. Na figura estão descritos os primeiros 2m da sucessão sedimentar.

O índice de bioturbação foi categorizado conforme Bann *et al.* (2008). Nesta classificação quando o índice de bioturbação é 0 significa que a rocha não apresenta qualquer indício de bioturbação. Em sentido inverso, o índice de bioturbação é máximo (valor 6) sempre que uma determinada rocha apresente bioturbação extrema com homogeneização biogénica. Na sucessão estudada, apenas foram identificados índices de bioturbação variáveis entre 0 e 4.

2.1.2 Perfil de Radiação Gama total, U, K e Th

A radioatividade de uma formação rochosa pode ser avaliada através da Radiação Gama que advém essencialmente de elementos radioativos presentes nos minerais. Os elementos analisados são da família do Tório, da família do Urânio e dos isótopos radioativos do ^{40}K (Adams & Weaver, 1958). Uma pequena quantidade de Urânio denota um efeito bastante significativo no valor da radioatividade. Em sentido inverso, uma quantidade significativa de Potássio possui um pequeno efeito neste valor (Rider, 1986). O Potássio está presente em feldspatos alcalinos, micas e ilites. Por outro lado, o Tório está presente em minerais pesados como o grupo dos zircões e das monazites (Herron & Matteson, 1993), assim como em fosfatos autigênicos (Hurst, 1990; Hurst & Midlowski, 1994). Finalmente o Urânio também ocorre em minerais pesados e em sedimentos depositados em condições anóxicas (Anderson *et al.*, 1989; Lovley *et al.*, 1991).

Em afloramentos é utilizado um cintilômetro para avaliar a Radiação Gama de um determinado corpo rochoso. O valor da radioatividade obtido através deste aparelho é influenciado pela radiação das formações encontradas num raio de 2m em torno deste. Contudo, as formações que se encontram num raio de 0.5m são as que mais contribuem para este valor (Davies & Elliott, 1996). Segundo Emery & Myers (1996) o perfil de Radiação Gama (GR) é uma das ferramentas mais importantes para analisar sequências estratigráficas. Geralmente a radioatividade da rocha é diretamente proporcional à presença de argilas. Os ambientes deposicionais com elevada quantidade de argila são tipicamente de baixa energia. Assim, quando o valor de GR é elevado significa que, teoricamente, existe uma elevada quantidade de argila no registo sedimentar. A tendência das variações do GR permite então estimar a energia deposicional, bem como padrões de empilhamento sedimentar (Emery & Myers, 1996).

Segundo estes mesmos autores as tendências do valor de Radiação Gama (*log trends*) são:

- Tendência em *Cleaning-up*, na qual ocorre uma diminuição dos valores de Radiação Gama para o topo.
- Tendência em *Dirtying-up*, na qual ocorre um aumento nos valores de Radiação Gama em direção ao topo. Esta tendência pode ser indicadora de uma mudança de litologias (e.g. de arenito para argilito, adelgaçamento das unidades areníticas numa intercalação de arenitos e argilitos, entre outros). Ambas as situações implicam diminuição da energia de deposição dos sedimentos.
- Tendências em *Boxcar*, quando as unidades apresentam valores de Radiação Gama baixos, com leituras relativamente constantes.
- Tendência em *Bow*, na qual ocorre uma combinação das tendências *Cleaning-up* na base, evoluindo para a *Dirtying-up* em direção ao topo. Esta tendência ocorre frequentemente como resultado das variações de litologias.
- Tendência *Irregular*, as quais não possuem mudanças significativas do valor de Radiação Gama da base para o topo.

Através da reinterpretação dos *logs trends* acima descritos, Kendall & Pomar (2005) ao relacionar as respostas da Radiação Gama com a granulometria definiram as tendências *Cylindrical*; *Funnel*; *Bell*; *Symmetrical* e *Serrated* (Fig. 2.2).

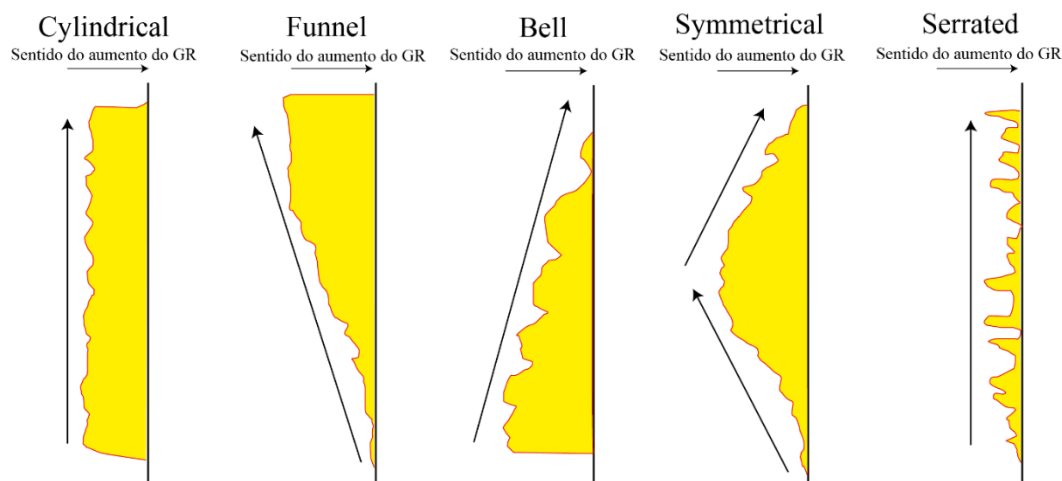


Figura 2.2. Caracterização das tendências da variação da Radiação Gama. *Cylindrical*, na qual o GR se mantém praticamente constante com valores baixos; *Funnel* na qual existe uma tendência de diminuição do GR em direção ao topo; *Bell* na qual existe uma tendência de aumento de GR em direção ao topo; *Symmetrical* na qual existe uma diminuição e posterior aumento do GR em direção ao topo; e finalmente *Serrated*, a qual apresenta valores elevados de GR com variações relativamente constantes (retirado e traduzido de Kendall & Pomar, 2005).

Neste trabalho os valores da Radiação Gama total, K, U e Th foram obtidos com recurso ao Gamma Surveyor II (1024 canais e 30 MeV – 3 MeV de energia) desenvolvido pela empresa GF Instruments (Fig. 2.3). As leituras foram efetuadas durante 60 segundos e espaçadas verticalmente a cada 20cm ao longo de toda a sucessão. Em cada leitura a superfície rochosa era regular e limpa para evitar desvios nas leituras.

A aquisição do perfil de GR teve como objetivo auxiliar a classificação litológica e interpretar os *log trends*.



Figura 2.3. Medidor de Radiação Gama portátil (Gamma Surveyor II) utilizado na obtenção dos perfis de Radiação Gama total, K, U e Th apresentados neste trabalho.

2.2 Trabalho Laboratorial

2.2.1 Calcimetria

Foram recolhidas 42 amostras de lutitos, paleossolos, margas e arenitos. Este procedimento laboratorial foi realizado com o objetivo de avaliar de forma expedita a percentagem de carbonatos presentes em cada uma das amostras recolhidas e auxiliar na distinção entre os lutitos e as margas. Cada amostra foi reduzida a pó, seca na estufa (para retirar a humidade) e pesada. Posteriormente reagiu com HCl a 10% durante alguns dias. Após isso, foi neutralizada com água, seca na estufa e pesada novamente. A diferença entre o peso inicial e o peso final (após a reação com HCl a 10%) corresponde ao valor de carbonatos presente na amostra.

2.2.2 Difração de Raio-X

Foi realizada difração de Raios-X a partir do resíduo descarbonatado de 26 amostras de margas, lutitos, paleossolos e arenitos. A difração de Raio-X teve como objetivo caracterizar a associação mineralógica presente em cada amostra e a partir daí retirar conclusões acerca da razão ilite/caulinite (I/K) e Cristalinidade da ilite. Para isso, o pó previamente descarbonatado foi colocado num porta amostras e a leitura foi feita num difratômetro Philips PW 1830 com um gerador de PW 1830, goniômetro PW 1762, controlador PW 3710 *mpd control*, intensidade da corrente 30mA, potencial de 40KV e uma ampola de cobre. As leituras foram feitas com recurso ao programa informático X'Pert. A amplitude da leitura em cada amostra está compreendida entre 3° e 90° (°2θ).

2.2.3 Petrografia

Foram coletadas 30 amostras para petrografia em arenitos, paleossolos, wackestones, margas e lutitos. A partir da petrografia foi possível classificar as rochas carbonatadas segundo a classificação de Dunham (1962) e investigar os seus constituintes. Todas as lâminas foram impregnadas com resina corada de azul para identificação do espaço poroso e tingidas com uma solução de Alizarina e Ferrocianeto de Potássio segundo Tucker (1988) até cerca de metade da lâmina. Através desta impregnação é possível distinguir a composição dos carbonatos, uma vez que a calcite magnésiana tende a ficar com tons rosados enquanto a calcite ferrosa adquire tons violetas. Por outro lado, a dolomite não adquire qualquer cor e a dolomite ferrosa adquire tonalidades azuladas a esverdeadas (Tucker, 1988).

2.2.4 Micropaleontologia

Foi realizada uma análise micropaleontológica em 44 amostras de lutitos, paleossolos, margas, arenitos, e wackestones de forma a ter uma representação de toda a sucessão medida. Esta análise baseada em nanofósseis calcários, foraminíferos, ostracodos e carófitas foi relevante na caracterização do paleoambiente deposicional.

2.2.4.1 Nanofósseis calcários

Foi feito diretamente sobre a lamela um esfregaço ondulado (*ripped smear slide*) com o intuito de produzir transectos de concentração variável de sedimento. Posteriormente, a amostra foi seca e finalizada com a consolidação da lamela à lâmina através da utilização de bálsamo sintético (Entellan) submetido a aquecimento para eliminação de microbolhas na preparação. Após isto, todas as lâminas foram analisadas no microscópio petrográfico Olympus CX, com ampliação x1250 (1 campo = 0.02mm²; 1 coluna = 4.8mm²) através da utilização de objetiva x100 e óleo de emersão. Em cada lâmina foi visualizada uma coluna de 30mm para efeitos de estimativa de concentração de nanólitos. A identificação das espécies foi realizada com base na forma do nanofóssil calcário bem como na morfologia da área central.

2.2.4.2 Ostracodos, foraminíferos e carófitas

Foram pesadas 300g de cada amostra e colocadas em *goblets*, posteriormente secos na estufa a 60°C (de modo a retirar a água dos poros da amostra). Após a secagem todas as amostras foram impregnadas em petróleo comercial durante 24 horas para desagregarem mais facilmente e consequentemente libertar foraminíferos, ostracodos e oogónios de carófitas. Procedeu-se posteriormente à filtragem do petróleo e colocação de água em cada *goblet* para completar a

desagregação. Posteriormente, a amostra foi colocada numa série de crivos com malhas de 2000 μ m, 500 μ m, 150 μ m e 63 μ m (mergulhados previamente em azul de metileno para tingir qualquer resíduo). Após a secagem dos vários resíduos das frações apenas o resíduo do crivo 150 μ m (crivo com maior abundância de foraminíferos, ostracodos e carófitas) foi quarteado. Finalmente, foi triada a mesma quantidade de resíduo em todas as amostras à lupa binocular. Para efeitos de contagem nos ostracodos foi considerado 1 carapaça ou 1 valva correspondendo a 1 indivíduo.

2.3 Modelo 3D

Foi realizado um modelo virtual 3D do afloramento de toda a arriba da praia da Gralha com recurso ao programa AGISOFT METASHAPE. Para a produção deste modelo foram utilizadas cerca de 400 fotografias tiradas com espaçamento de 3m ao longo de toda a praia, mantendo sempre a mesma inclinação da câmara fotográfica e a distância à arriba (Fig. 2.4). Este modelo 3D auxiliou na calibração das espessuras medidas das camadas bem como na estimativa das regiões não descritas devido à dificuldade de aceder ao afloramento.



Figura 2.4. Representação de um excerto do modelo 3D da sucessão vertical presente na praia da Gralha com recurso ao programa AGISOFT METASHAPE. As linhas pretas representam a forma como foram medidas e descritas as camadas, sempre ortogonal à estratificação (S_0).

3. Enquadramentos

3.1 Enquadramento Geográfico

A praia da Gralha localiza-se em Portugal continental, exatamente a Norte da baía de São Martinho do Porto (Fig. 3.1). A área descrita e interpretada neste relatório localiza-se entre as coordenadas 39° 31' 23.74" N; 9° 8' 1.14" W e 39° 31' 37.05" N; 9° 7' 36.91" W. A região está inserida na Carta Geológica 26-B (Alcobça) à escala 1:50000.

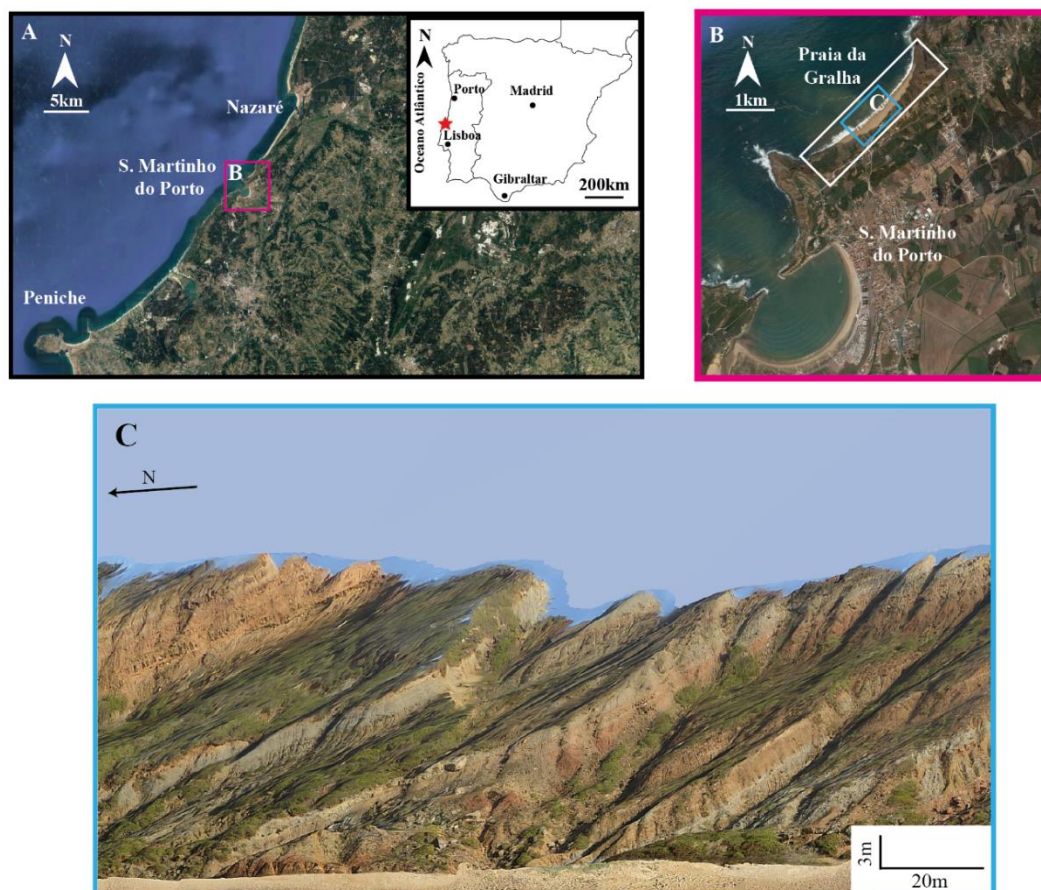


Figura 3.1. Enquadramento geográfico regional (A) e local da praia da Gralha (B). Excerto do modelo 3D realizado neste trabalho (C).

3.2 Enquadramento Geológico

A região em estudo está inserida na zona central da Bacia Lusitânica, a qual se localiza na margem Oeste Ibérica Portuguesa (MOI) ocupando esta bacia parte dos domínios *on-shore* e *off-shore* de Portugal continental. Deste modo é importante conhecer os mecanismos e modelos aceites para a evolução das margens que albergam esta bacia bem como a evolução geotectónica da mesma.

A tectónica de placas explica a evolução de margens continentais. Estas providenciam informações importantes sobre a formação dos continentes uma vez que representam a borda de crescimento destas massas (Kennett, 1982). A transição entre a crosta oceânica (fina e densa) e a crosta continental (mais espessa e menos densa) é marcada pelas margens continentais/oceânicas (Kennett,

1982). Segundo Eldholm & Montadert (1981), as margens passivas formam-se em limites de placas divergentes sendo partes fundamentais do ciclo geodinâmico. O ciclo geodinâmico inicia-se com extensão e estiramento da crosta continental (*rifting*) com subsequente formação de crosta oceânica e alastramento, ocorrendo nesta fase subsidência tectónica. Posteriormente, devido ao arrefecimento, ocorre contração térmica da litosfera estirada e, portanto, subsidência térmica (*drift*) (Allen & Allen, 2005). Assim, a típica sequência tectónica para as bacias do tipo rifte consiste nas seguintes fases: extensão, formação de rifte, início do alastramento do fundo marinho e evolução por subsidência e sedimentação (Allen & Allen, 2005). É neste contexto que se desenvolve a Bacia Lusitânica, classificada como uma bacia de margem passiva do “tipo Atlântico” (classificação modificada de Torres, 1994).

Existem diversos modelos propostos para explicar os processos e comportamento reológico ao longo da extensão crustal. Um desses modelos, talvez um dos mais aceites, é o modelo proposto por McKenzie (1978) (Fig. 3.2), o qual utiliza modelos cinemáticos e térmicos relativamente simples, permitindo prever a espessura crustal, assumindo um adelgaçamento homogéneo da litosfera, seguido de uma atenuação térmica. Devido ao estiramento crustal e à subsidência tectónica que corresponde à fase de rifte ativo (Allen & Allen, 2005) é originada compensação isostática causando assim a subida do manto astenosférico e consequente formação de uma anomalia térmica subjacente à crosta adelgada. A redução da temperatura gera um aumento de densidade e de pressão litostática provocando a subsidência térmica (Allen & Allen, 2005). A subsidência térmica é mais lenta do que a subsidência tectónica visto que resulta da tentativa de manutenção de equilíbrio isostático à medida que a astenosfera arrefece. As principais evidências que apoiam o modelo de McKenzie (1978) são o estiramento crustal e a formação de falhas normais, as quais requerem grande extensão (Lister *et al.*, 1986).

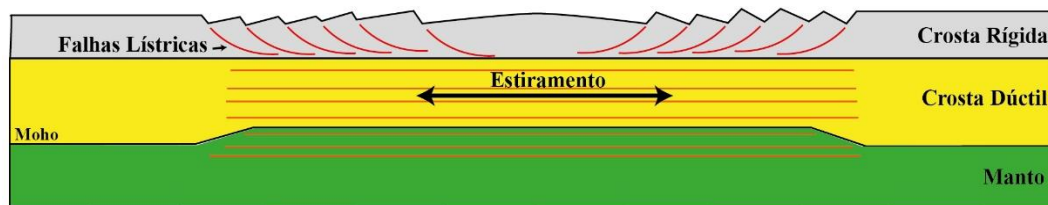


Figura 3.2. Representação esquemática do modelo clássico de cisalhamento puro proposto por McKenzie (1978) para explicar os processos e comportamento reológico durante a extensão crustal.

A Bacia Lusitânica corresponde a uma margem passiva assimétrica e a sua formação e evolução não é explicada pelo modelo de McKenzie (1978). Sendo assim, existem dois modelos que propõem esta evolução, nomeadamente (1) *simple shear model* proposto por Wernicke (1981) (Fig. 3.3) e (2) *Delamination model* proposto por Lister *et al.* (1986). O primeiro, baseia-se num regime de cisalhamento simples implicando o estiramento assimétrico da bacia por ação de uma falha normal de grande escala (*detachment fault*) desde a crosta superior até à astenosfera. Tal modelo é o mais adequado para explicar a evolução da Bacia Lusitânica (Casacão, 2015).

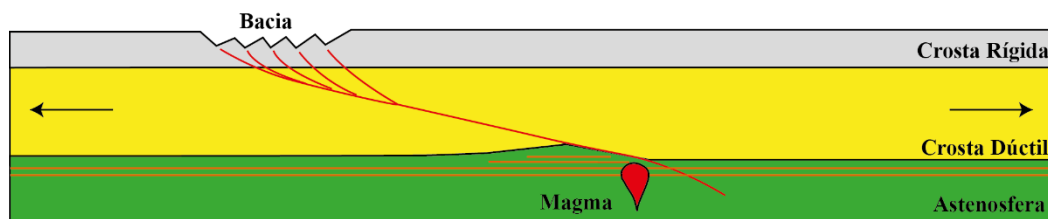


Figura 3.3. Representação esquemática do modelo de cisalhamento simples proposto por Wernicke (1981) para explicar a evolução de uma margem passiva assimétrica.

A Bacia Lusitânica possui uma área correspondente a cerca de 20000km², com extensão máxima de 225km na direção NNW – SSE e 70km na direção perpendicular (Ribeiro *et al.*, 1979). O seu preenchimento sedimentar atinge uma espessura máxima de 5km, com depósitos pertencentes ao intervalo Triásico superior – Cretácico superior com predominância de depósitos Jurássicos (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988). A Bacia tem como limite Este a falha Porto-Tomar, limite Oeste o *horst* das Berlengas, a Sul a Serra da Arrábida (Kullberg, 2000), enquanto a Norte ocorre uma transição *en échelon* para a Bacia do Porto (Ribeiro *et al.*, 1996). Segundo Ribeiro *et al.* (1996), a Bacia divide-se em três setores principais (Fig. 3.4).

- Setor Norte: a Norte da falha da Nazaré;
- Setor Central: entre a Falha da Nazaré e a falha do Estuário do Tejo;
- Setor Sul: entre a falha do Estuário do Tejo e a Serra da Arrábida.

A evolução da Bacia Lusitânica dá-se genericamente em regime distensivo, num período de cerca de 135Ma, em que períodos de intensa atividade tectónica intercalam com períodos de quiescência (Kullberg *et al.*, 2013; Mata *et al.*, 2015).

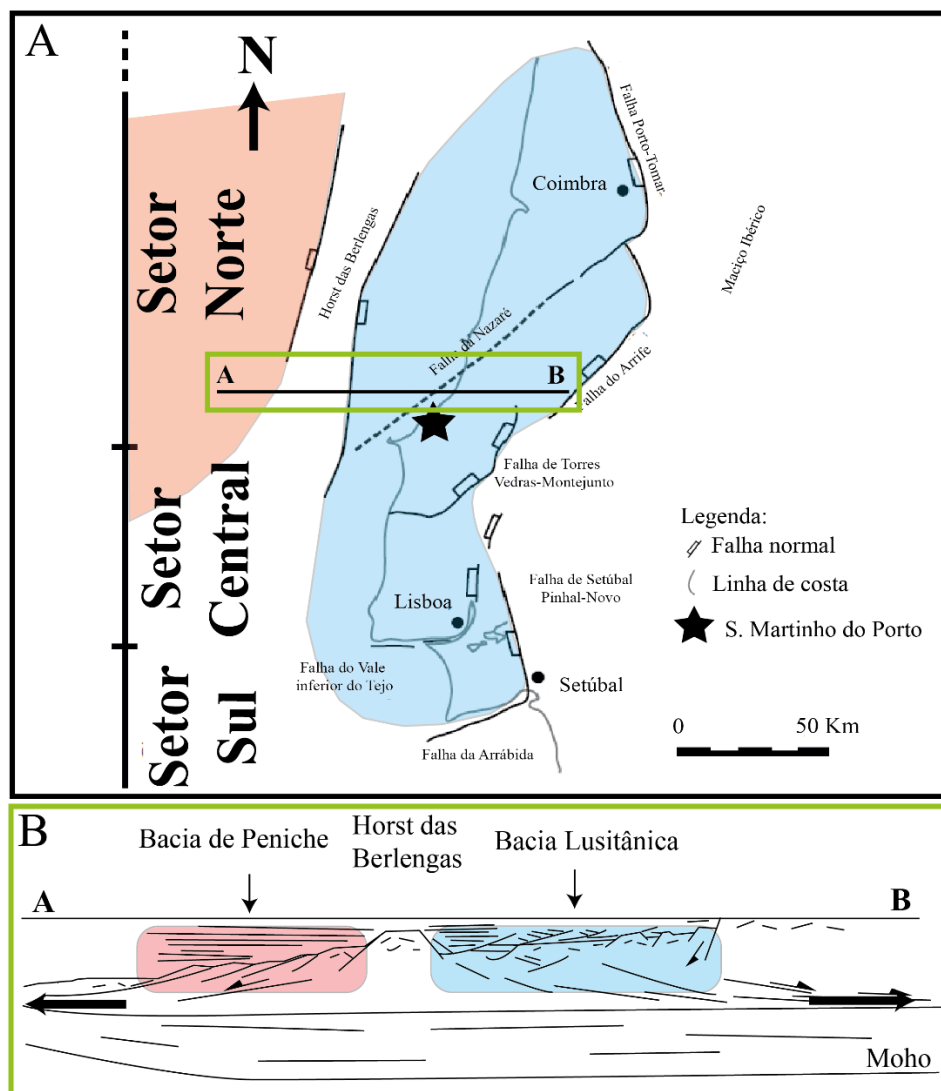


Figura 3.4. (A) Mapa da localização dos setores Norte, Central e Sul da Bacia Lusitânica segundo Ribeiro *et al.* (1996) bem como as falhas controladoras da sua evolução Jurássica (adaptado de Kullberg, 2000). (B) Corte geológico (A – B) na qual são individualizadas a Bacia Lusitânica, a Bacia de Peniche e o *horst* das Berlengas. Esta elevação estrutural denota o limite entre as duas bacias sedimentares (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1996).

Existe alguma controvérsia acerca das fases de rifte na Bacia Lusitânica. Para alguns autores, como é exemplo Montenat *et al.* (1988), Wilson *et al.* (1989) e Carvalho *et al.* (2005) consideram ao longo do desenvolvimento desta bacia dois episódios de rifte, contudo sem consenso a nível temporal. Segundo Stapel *et al.* (1996), Alves *et al.* (2002), entre outros autores, são consideradas três fases de rifte, também estes sem consenso temporal. Ainda segundo Rasmussen *et al.* (1998) e Kullberg *et al.* (2013) são consideradas quatro fases de rifte. No entanto, existem duas situações de consenso, uma vez que todos os autores consideram uma fase de rifte no Triássico superior e no Jurássico superior durante o Oxfordiano.

De uma forma genérica, o preenchimento sedimentar da Bacia Lusitânica decorreu em etapas sucessivas ao longo do tempo (Fig. 3.5). Este preenchimento teve início no Triássico superior com a deposição de conglomerados, arenitos e pelitos vermelhos, representativos da Formação Grés de Silves (Choffat, 1887; Palain, 1976). Os quais passam lateralmente e superiormente a depósitos pelíticos, carbonatados e evaporíticos, constituintes da Formação Dagorda que se depositaram num contexto climático quente e seco, idêntico aos ambientes de *sabkha* atuais (Choffat, 1882; Palain, 1976). Na base do Jurássico deu-se uma transgressão, resultando na geração de depósitos calcários e dolomíticos com importante contribuição detrítica (Palain, 1976). Durante o Sinemuriano iniciou-se o desenvolvimento de uma rampa carbonatada de baixa energia, marcada pela sedimentação de dolomitos e dolomitos calcários pouco fossilíferos na base e calcários/margas a topo (Soares *et al.*, 1985). Durante o Pliensbaquiano e Toarciano ocorreu uma abertura acentuada da rampa carbonatada ao meio marinho aberto (Duarte, 1996). Nesta altura a morfologia do fundo oceânico correspondia a uma rampa carbonatada homoclinal que inclinava de forma suave de SE para NW com crescimento de prismas sedimentares para NW (Azerêdo *et al.*, 2003).

A partir da passagem Aaleniano – Bajociano e sobretudo ao longo deste último andar acentuou-se de uma forma gradual uma tendência regressiva com fácies de pequena e média profundidade (Mouterde *et al.*, 1971; Mouterde *et al.*, 1979; Azerêdo, 1993). Devido às condições tectono-eustáticas, climáticas e topográficas a rampa carbonatada vai evoluir para uma rampa de alta energia e atingir a sua máxima expressão durante o Batoniano e o Caloviano (Azerêdo, 1998; Azerêdo *et al.*, 2003). Nesta altura ocorreu equilíbrio entre as taxas de sedimentação na rampa interna e uma transgressão com deposição de calcários oncolíticos e bioclásticos com estratificação oblíqua bem como calcário lagunares e perimareais (Azerêdo, 1988; Watkinson, 1989; Azerêdo, 1993; Azerêdo, 1998).

A passagem Jurássico médio – superior constitui uma grande discordância a nível basinal, representando o fim de um megaciclo sedimentar (Rugé, 1961; Ramalho, 1971; Mouterde *et al.*, 1979; Azerêdo *et al.*, 2003). Durante o Oxfordiano a sedimentação foi retomada com depósitos margo-calcários provenientes de ambiente lagunar e condições marinhas pouco profundas com forte variação da salinidade (Azerêdo *et al.*, 2002). Segundo estes mesmos autores a sedimentação no Oxfordiano superior passa a ser gradualmente mais forte com bancadas regulares de calcários. Contudo, segundo Pena dos Reis *et al.* (2012), podem surgir fácies lagunares a transicionais a NW, NE e SE. Na transição para o Kimmeridgiano ocorre uma sedimentação essencialmente terrígena com deposição de corpos aluviais deltaicos e leques turbidíticos (Ellwood, 1987). No fim do Jurássico superior foram instalados sistemas deposicionais fluviais meandriformes e fluvio – deltaicos (Hill, 1988).

No Cretácico inferior as fácies fluvio – deltaicas deram lugar a depósitos areno – conglomeráticos (Rey *et al.*, 2006). Durante o Aptiano ocorreu uma transgressão resultando no desenvolvimento de uma nova rampa carbonatada com presença de abundantes construções recifais (Rey & Dinis, 2004). Contudo, durante o Aptiano terminal a sedimentação carbonatada foi interrompida por um forte acarreo siliciclástico grosseiro de rios entrançados (Rey & Dinis, 2004). Entre o Albiano e o Cenomaniano deu-

se a geração de uma nova rampa carbonatada devido a uma transgressão (Rey & Dinis, 2004). Por fim, o Cretácico superior é definido pelo fim da sedimentação na Bacia Lusitânica e pela sua inversão tectónica. Acima dos depósitos mesozoicos assentam em discordância as bacias terciárias do Tejo e do Mondego (Kullberg *et al.*, 2013).

Durante o Jurássico superior algumas das formações presentes na Bacia Lusitânica são as Formações Montejunto, Alcobaça e Abadia. A Formação Montejunto (Choffat, 1887) (topo do Oxfordiano Inferior até ao Oxfordiano Superior) é composto por calcários micríticos com intercalações margosas (Mouterde *et al.*, 1972) cuja espessura varia desde 200 a 1500m (Wilson *et al.*, 1989). A Formação Abadia (Choffat, 1885) (Kimmeridgiano) corresponde a uma unidade siliciclástica formada pela intercalação de margas com arenitos grosseiros e por vezes conglomerados sendo raros os níveis calcários, depositando-se num sistema de rampa sub-marina cuja espessura é muito variável podendo ultrapassar os 1000m (Ellwood, 1987). O intervalo da Formação Alcobaça (Choffat, 1905) (Kimmeridgiano até à base do Títoniano) é composta pela alternância de margas mais ou menos arenosas e calcários detríticos, margas e arenitos, por vezes com bivalves (*Arcomylus morrissi*), equinodermes, braquiópodes, espongiários e restos de plantas, esta Formação é equivalente lateral à Formação Abadia mais a Sul (Rocha *et al.*, 1996) (Fig. 3.5).

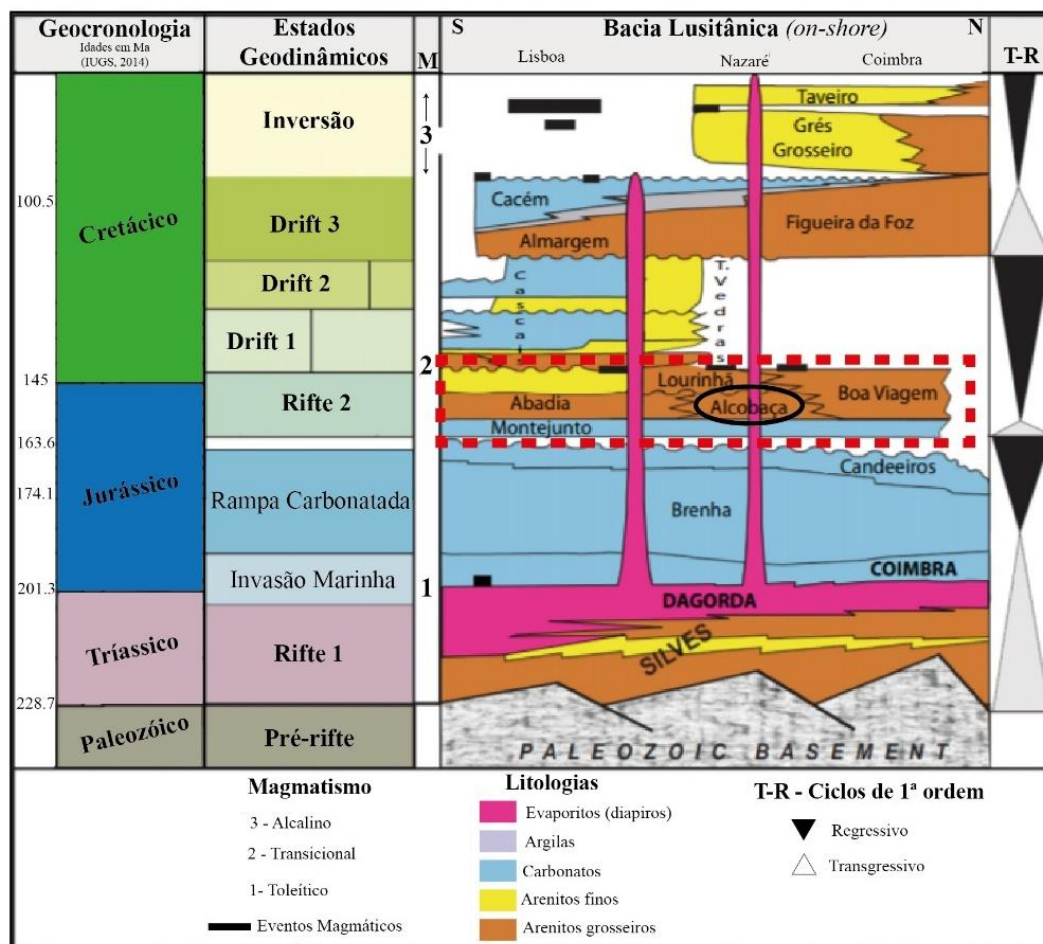


Figura 3.5. Tabela litoestratigráfica simplificada da Bacia Lusitânica com informação dos estados geodinâmicos principais, eventos magmáticos e sequências estratigráficas de 1ª ordem (adaptado de Pena dos Reis *et al.*, 2008). Estão destacadas as Formações pertencentes ao Jurássico Superior e a Formação Alcobaça aflorante na praia da Gralha.

Segundo a carta geológica 26B – Alcobaça, na praia da Gralha afloram as Formações Montejunto e Alcobaça (Zbyszewski *et al.*, 1961). Contudo toda a sucessão descrita neste trabalho está inserida apenas na Formação Alcobaça (Fig. 3.6).

Na praia da Gralha a Formação Alcobaça corresponde a uma zona distal de um complexo de cones aluviais deltaicos cuja área fonte dos sedimentos seria o *horst* das Berlengas com progradação dos sedimentos no sentido SE para uma laguna aberta (Bernardes, 1992). Contudo, segundo Rocha *et al.* (1996) o ambiente de sedimentação teria sido o de plataforma carbonatada de baixa profundidade, mas submetida a frequentes descargas siliciclásticas das terras emersas vizinhas. O *horst* das Berlengas, que corresponde à área fonte dos sedimentos terrígenos (Guéry *et al.*, 1986), é composto por rochas migmatíticas e granitóides (Valverde Vaquero *et al.*, 2010).

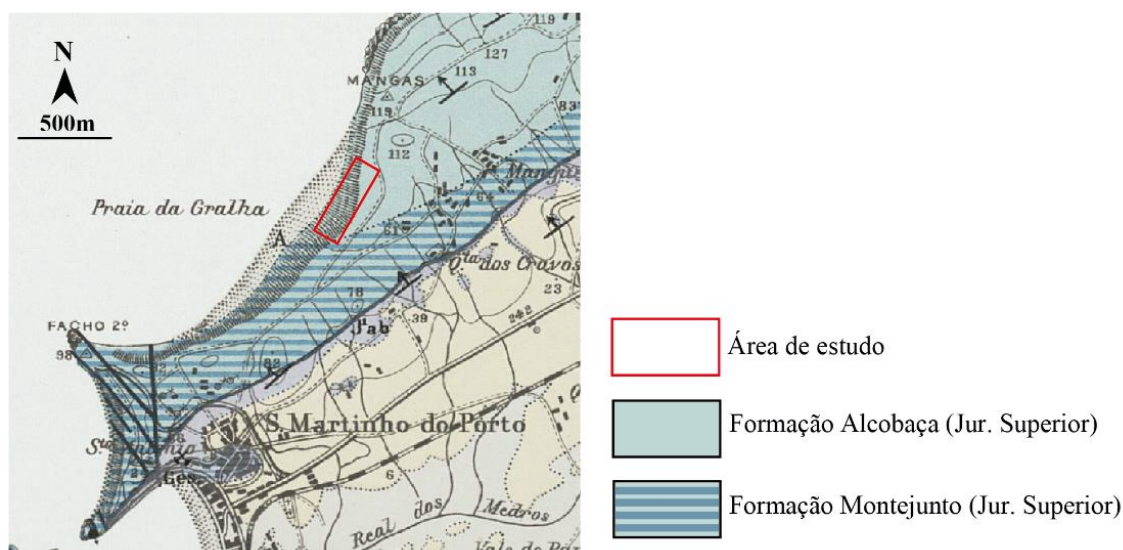


Figura 3.6. Formações aflorantes na praia da Gralha (excerto da Folha 26B – Alcobaça, Zbyszewski *et al.*, 1961). Verifica-se que nas arribas localizadas na praia da Gralha afloram as Formações Montejunto e Alcobaça. A área de estudo está apenas inserida na Formação Alcobaça.

4. Descrição e interpretação das Litofácies

Na praia da Gralha foram identificadas 10 litofácies siliciclásticas e 2 litofácies carbonatadas que irão ser descritas neste capítulo. Na Tabela 4.1 são apresentadas resumidamente as descrições e interpretações das litofácies, que contemplam o nome de cada uma, descrição da litologia, estruturas sedimentares que as definem, intervalos de espessuras medidas no campo, presença de macrofósseis, contactos entre litofácies, % no log e finalmente uma interpretação resumida para cada litofácies.

Tabela 4.1. Litofácies representativas que afloram na praia da Gralha.

Litofácies	Litologia	Estruturas Sedimentares	Geometria	Esp. (cm)	Macrofósseis	Contactos	% no log	Interpretação
Sh	Arenito muito fino a médio de cor cinzenta a castanha clara bioturbado no topo	Laminação horizontal/ baixo ângulo	Lenticular a Tabular	40 a 70	Não possui	Contacto inferior gradual com a litofácies Sw Contacto superior gradual com a litofácies Ss e abrupto com a FsM	1.9%	Transporte trativo em regime de fluxo superior
St	Arenito muito fino de cor castanha clara bioturbado no topo	Estratificação cruzada acanalada	Lenticular	80	Não possui	Contacto inferior erosivo com a litofácies P Contacto superior abrupto com a litofácies FsM	1.4%	Formada pela migração de dunas 3D sub-aquáticas em regime de fluxo inferior
Ss	Arenito fino a médio de cor castanha clara bioturbado no topo	Estratificação cruzada por onda (swaley/hummocky)	Lenticular	30 a 80	Não possui	Contacto inferior gradual com a litofácies Sh Contacto superior abrupto com a litofácies FsM	1.6%	Ambiente sub-aquático com fluxos oscilatórios gerados por ondas e/ou tempestade
Sw	Arenito muito fino a médio de cor cinzenta clara bioturbado no topo	Wave ripples	Lenticular	20 a 100	Não possui	Contacto inferior abrupto com a litofácies FsM e P e gradual com a litofácies Ss Contacto superior abrupto com a litofácies FsM e P e gradual com a litofácies Sh e Sf	5.6%	Desenvolve-se em regime de fluxo inferior sub-aquático. Ocorre por migração de pequenas formas de leito com oscilação do sentido da corrente
Sm	Arenito muito fino a fino de cor castanha a cinzenta clara e muito frequentemente bioturbado no topo	Maciço ou com laminação incipiente	Lenticular a Tabular	10 a 100	Não possui	Contacto inferior abrupto com as litofácies FsM, Mrg e P e gradual com a litofácies He Contacto superior abrupto com as litofácies P, Mrg e FsM	20.2%	Desenvolve-se como resultado do transporte e deposição de fluxos rápidos hiperconcentrados
Sf	Arenito médio de cor castanha a avermelhada bioturbado no topo	Estrutura convoluta	Lenticular	50	Não possui	Contacto inferior gradual com a litofácies Sw Contacto superior abrupto com a litofácies FsM	2.5%	Produzida por escorregamento (<i>slump</i>), sobrecarga ou escape de fluidos
He	Intercalações entre arenito fino a médio de cor cinzenta a amarelada por vezes bioturbado no topo e argilitos/siltitos de cor vermelha escura	Arenitos: maciços; Argilitos/ Siltitos: laminação incipiente	Tabular	300	Não possui	Contacto inferior gradual com a litofácies FsM Contacto superior gradual com a litofácies Sh	5.3%	Ambiente sub-aquático com alternância de momentos com corrente trativa bidirecional e momentos calmos com decantação de finos
FsM	Argilito/siltito de cor avermelhada a castanha escura	Maciço ou com laminação incipiente	Tabular	10 a 200	Não possui	Contacto inferior abrupto com as litofácies Sm, Wack, Sf, Mrg, Sw, Sh, St e FsD Contacto superior abrupto com as litofácies Sm, Ss, P, Sw e He	27.9%	Depósito de baixa energia formado por decantação de material fino em suspensão
FsD	Argilito de cor avermelhada com fendas de dessecação	Maciço	Tabular	10	Não possui	Contacto inferior e superior gradual com a litofácies FsM	0.4%	Depósito de baixa energia formado por decantação de material fino em suspensão e posteriormente com exposição sub-aérea
P	Palessolo bem desenvolvido muito compacto de cor amarela a avermelhada	Maciço	Lenticular a Tabular	15 a 150	Fragmentos de Equinodermes	Contacto inferior abrupto com as litofácies Sm, P, St, FsM, Mrg, He e Sw Contacto superior abrupto com as litofácies Sw, P, Mrg e Sm	21.9%	Formada através da exposição sub-aérea prolongada e processos pedogenéticos
Mrg	Marga de cor cinzenta com macrofósseis	Maciça a finamente laminada	Lenticular a Tabular	40 a 100	Bivalves e gastrópodes	Contacto inferior abrupto com as litofácies Wack, P e Sm. Contacto superior abrupto com as litofácies FsM, Wack, Sm, P e FsM	8.8%	Formada por decantação de sedimentos siliciclásticos finos em suspensão e precipitação de carbonato em ambiente marinho raso de muito baixa energia
Wack	Wackestone de cor cinzenta clara com macrofósseis	Maciço	Tabular	20 a 50	Bivalves	Contacto inferior abrupto com as litofácies P, Wack, Sm. Contacto superior abrupto com as litofácies FsM, Wack, P e Sm	2.6%	Depósitos de muito baixa energia com matriz carbonatada formada em ambiente marinho raso

A descrição e individualização de cada uma das litofácies foi bastante importante na identificação dos processos que levaram à sua formação. A caracterização das litofácies foi suportada pela descrição petrográfica com base em lâminas delgadas e resultados de paleontologia, micropaleontologia e icnologia. A composição mineralógica foi confirmada também pelos resultados da calcimetria e análises de DRX.

Na Fig. 4.1 estão representadas as percentagens das litofácies ao longo da sucessão. Verifica-se que a litofácies mais abundante é a FsM (argilito/siltito maciço) com a percentagem de 27.9% em toda a sucessão, seguida do paleossolo (P) e do arenito maciço (Sm) que possuem aproximadamente a mesma percentagem (aproximadamente 21%). Em sentido inverso, a litofácies menos abundante é a FsD (argilito com fendas de dessecação) cuja percentagem no log total é 0.4%.

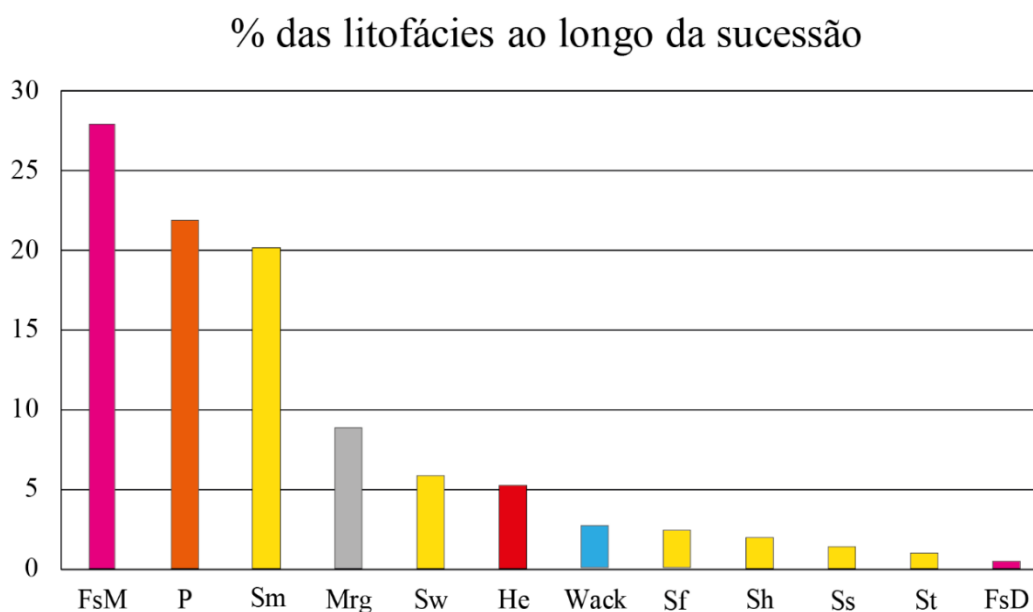


Figura 4.1. Percentagem de cada uma das litofácies na sucessão vertical. Verifica-se que a litofácies mais abundante é a FsM seguida de P e da Sm. Abreviaturas: FsM – argilito/siltito maciço; P – paleossolo; Sm – arenito maciço; Mrg – marga; Sw – arenito com wave ripples; He – heterolito; Wack – wackestone; Sf – arenito com estruturas convolutas; Sh – arenito com laminação horizontal/baixo ângulo; Ss – arenito com swaley/hummocky; St – arenito com estratificação cruzada acanalada e FsD – argilito com fendas de dessecação.

As litofácies foram agrupadas em 4 associações de fácies nomeadamente Arenitos de shoreface inferior a plataforma interna (ASIP), Lutitos de shoreface inferior a plataforma interna (LSIP), Depósitos carbonatados de plataforma interna (DCP) e Paleossolos (PAL). A descrição e interpretação destas associações de fácies é apresentada no capítulo 6.

4.1 Litofácies Siliciclásticas

Sh – Arenito com laminação horizontal/baixo ângulo

Descrição

Esta litofácies possui granularidade muito fina a média, moderadamente calibrada de cor cinzenta a castanha clara. Apresenta laminação horizontal ou de baixo ângulo (nunca superior a 15°). Não possui qualquer macrofóssil, mas apresenta frequentemente *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? no topo (índice de bioturbação 1 e 2). O contacto inferior é gradual com a litofácies Sw. O contacto superior é gradual

com a litofácies Ss e abrupto com a litofácies FsM. Os corpos lenticulares são contínuos lateralmente inseridos na parte central de lentes areníticas associadas às litofácies Sw e Ss e truncadas por outras lentes areníticas.

Interpretação

A laminação horizontal é resultado de transporte trativo (Boggs, 2014), em regime de fluxo superior quando o fluxo exerce uma alta tensão de cisalhamento no leito deposicional (Turner, 1981; Best & Bridge, 1992). As laminações de baixo ângulo são formadas em condições de transição entre o regime de fluxo inferior e o regime de fluxo superior como produto de migração de formas de leito com baixo relevo e com elevada razão comprimento de onda/amplitude (Todd, 1996).

Este tipo de estruturas sedimentares são típicas de fluxos rasos arenosos de alta energia que apresentam valor do número de Froude (F) superior a 1 (Reineck & Singh, 1980). O número de Froude é indicador de um regime de fluxo inferior quando <1 e indicador de um regime de fluxo superior quando >1 (Reineck & Singh, 1980; Langford & Bracken, 1987).

St – Arenito com estratificação cruzada acanalada

Descrição

A litofácies St corresponde a um arenito com granularidade muito fina, bem calibrado, de cor castanha clara. Apresenta estratificação cruzada acanalada. Ocorre bioturbada no topo por *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? (índice de bioturbação 3) mas não possui macrofósseis. Possui geometria lenticular, com contacto inferior erosivo com a litofácies P e contacto superior abrupto com a litofácies FsM.

Interpretação

A estratificação cruzada acanalada é interpretada como uma estrutura sedimentar formada pela migração de dunas 3D com cristas curvas sub-aquáticas em condições de regime de fluxo inferior (Reineck & Singh, 1980). As cristas curvas são desenvolvidas em condições de velocidade mais rápidas quando comparadas com as cristas retilíneas (Miall, 1996).

Ss – Arenito com swaley/hummocky

Descrição

A litofácies Ss é um arenito com granularidade fina a média, bem calibrado, de cor castanha clara. Possui estratificação cruzada por onda swaley/hummocky relacionadas (lâminas internas convexas para o topo (*hummocks*) e lâminas côncavas para o topo (*swale*)). Não apresenta macrofósseis sendo bioturbada no topo por *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? (índice de bioturbação 2 e 3). A sua geometria externa é lenticular. O contacto inferior é gradual com a litofácies Sh e o contacto superior é abrupto com a litofácies FsM.

Interpretação

A estratificação cruzada por onda swaley/hummocky é formada pela atuação de ondas habitualmente associadas a zonas de alta energia na plataforma (Reineck & Singh, 1980). Podem ser também formadas devido a picos fortes de direção variada por grandes ondas no oceano decorrentes de

tempestades (Boggs, 2014). A ação das ondas inicialmente erode o substrato e coloca a fração areia e argila/silte em suspensão; a variação de energia das ondas permite a decantação e tração do sedimento, formando *hummocks* e *swales* sem qualquer orientação significativa (Boggs, 2014).

Sw – Arenito com wave ripples

Descrição

A litofácies Sw é um arenito com granularidade muito fina a média moderadamente calibrado de cor cinzenta clara. Possui wave ripples assimétricas em que as lâminas com orientação diferente são truncadas superiormente por uma superfície convexa. Não apresenta macrofósseis sendo por vezes bioturbada no topo por *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? (índice de bioturbação 1 a 4). A sua geometria externa é lenticular. O contacto inferior é abrupto com a litofácies FsM e P e gradual com a litofácies Ss, o contacto superior é abrupto com a litofácies FsM e P e gradual com a litofácies Sh e Sf.

Interpretação

Wave ripples são formados pela atuação de ondas em regime de fluxo inferior (Reineck & Singh, 1980). Nesta condição a resistência ao fluxo é elevada e o transporte de sedimentos é baixo (Boggs, 2014). Desenvolve-se em ambiente sub-aquático com migração de pequenas formas de leito e oscilação do sentido da corrente (Boggs, 2014).

Sm – Arenito maciço

Descrição

A litofácies Sm é um arenito com granularidade muito fina a fina moderadamente calibrado de cor cinzenta a castanha. Localmente apresenta marcas de carga. Em termos fossilíferos possui bivalves relativamente pequenos. No topo apresenta *Thalassinoides*, *Rhizocorallium*? e *Ophiomorpha*? (índice de bioturbação 1 a 4). A sua geometria externa é lenticular a tabular. O contacto inferior é abrupto com as litofácies FsM, Mrg e P e gradual com a litofácies He e o contacto superior é abrupto com as litofácies P, Mrg e FsM.

Interpretação

A litofácies Sm forma-se em ambiente sub-aquático e a sua estrutura maciça pode ser gerada por bioturbação, fluidização ou fluxo hiperconcentrado (Boggs, 2014). Esta litofácies é interpretada como resultado do transporte e deposição de fluxos rápidos hiperconcentrados. Estes fluxos são responsáveis pelo despejo de sedimentos a uma taxa tão elevada levando a que os processos de calibração não atuem. Este fluxo é mantido em suspensão devido aos processos de turbulência, flutuação e pressão dispersiva (Lowe, 1988; Smith, 1986).

Sf – Arenito com estruturas convolutas

Descrição

A litofácies Sf corresponde a um arenito com granularidade média, bem calibrado, de cor castanha escura a avermelhada. Possui estruturas *ball and pillow*, em chama e convolutas. Não possui macrofósseis, mas é frequentemente bioturbado no topo por *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? (índice de

bioturbação 3). A sua geometria externa é lenticular. O contacto inferior é gradual com a litofácies Sw e o contacto superior é abrupto com a litofácies FsM.

Interpretação

As estruturas convolutas são produzidas por escorregamento (*slump*), sobrecarga ou por escape de fluidos (Berra & Felletti, 2011). Escorregamentos podem ocorrer devido à rutura do arranjo dos grãos como consequência de um choque sísmico ou aumento da pressão da água intersticial (Allen, 1977). As forças verticais causadas pela sobrecarga das unidades adjacentes também podem levar à formação destas estruturas (McKee & Goldberg, 1969).

He – Heterolito

Descrição

A litofácies He é constituída por intercalações centimétricas de níveis argilosos e níveis areníticos de granularidade fina a média. Os arenitos são cinzentos a castanhos escuros e os argilitos são avermelhados a castanhos escuros. Os níveis de arenito são maciços enquanto os níveis de argilito são maciços ou finamente laminados. Não apresenta macrofósseis estando alguns níveis areníticos bioturbados no topo por *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? (índice de bioturbação 1). Possui geometria externa tabular. O contacto inferior é gradual com a litofácies FsM e o contacto superior é gradual com a litofácies Sh.

Interpretação

A litofácies He foi gerada pela intercalação de dois processos sedimentares distintos em ambiente sub-aquático (Boggs, 2014). As litofácies areníticas resultam de corrente trativa com transporte e deposição de sedimentos em regime de fluxo inferior (Lowe, 1988; Smith, 1986). Os argilitos são interpretados como depósitos de baixa energia formados pela decantação de material fino em suspensão (Bridge, 2006).

FsM – Argilito/Siltito maciço

Descrição

A litofácies FsM consiste em argilitos e siltitos de cor avermelhada maciça e raramente com laminação incipiente. Muitas das vezes possui marcas de carga no topo. Não apresenta macrofósseis nem icnofósseis. A sua geometria externa é tabular. O contacto inferior é abrupto com as litofácies Sm, Wack, Sf, Mrg, Sw, Sh, St e FsD, o contacto superior é abrupto com as litofácies Sm, Ss, P, Sw e He.

Interpretação

A litofácies FsM é interpretada como um depósito sub-aquático de baixa energia formado pela decantação de material fino em suspensão (Bridge, 2006). As marcas de carga formadas no topo da unidade são resultado da sobrecarga das camadas adjacentes (Reineck & Singh, 1980). A cor avermelhada é indicativa de processos de oxidação relacionados com a meteorização ou estádios iniciais de pedogénese (Dalrymple, 2010).

FsD – Argilito com fendas de dessecação

Descrição

A litofácies FsD consiste num argilito de cor avermelhada. Possui fendas de dessecação penetrativas no topo, com cerca de 20cm de comprimento e 5cm de largura, entrando cerca de 7cm no argilito. Cada polígono é formado em média por 4 ou 5 lados. Não apresenta macrofósseis nem icnofósseis. A sua geometria externa é tabular. O contacto inferior e superior é gradual com a litofácies FsM.

Interpretação

A litofácies FsD é interpretada como um depósito de muito baixa energia formado pela decantação de material fino em suspensão (Bridge, 2006). As fendas de dessecação resultam da desidratação do sedimento devido à exposição prolongada em condições sub-aéreas (Reineck & Singh, 1980). A cor avermelhada é indicativa de processos de oxidação relacionados com a meteorização ou estádios iniciais de pedogénese (Dalrymple, 2010).

P – Paleossolo

Descrição

A litofácies P consiste numa litologia mista entre argilito/siltito, arenito e rocha carbonatada de cor castanha escuro a avermelhada apresentando por vezes marcas de raízes e concreções carbonatadas. Frequentemente apresenta marcas de carga no topo. Pode apresentar fragmentos de equinodermes (apenas visíveis em lâmina delgada) e raramente *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? (índice de bioturbação 1). A sua geometria externa é lenticular a tabular. O contacto inferior é abrupto com as litofácies Sm, P, St, FsM, Mrg, He, Sw. O contacto superior é abrupto com a litofácies Sw, P, Mrg e Sm.

Interpretação

Os paleossolos são formados através de exposição sub-aérea prolongada que vai levar à alteração das litologias existentes (transformação pedogénica de Lutitos, Arenitos e Wackestones) e desenvolvimento de nódulos carbonatados. Quanto maior for o tempo de exposição mais desenvolvido será o paleossolos (Retallack, 2001). Muitas das vezes os paleossolos apresentam marcas de raízes sendo estas uma característica bastante importante para a sua fácil identificação, uma vez que estas marcas se desenvolveram durante a pedogénese e por vezes ficam preservadas (Retallack, 2001).

4.2 Litofácies Carbonatadas

Mrg – Marga

Descrição

Esta litofácies consiste numa marga composta por uma fração argilosa/siltosa e uma fração carbonatada entre 35 e 65%. Apresenta cor cinzenta clara a escura. Na grande maioria das vezes não possui qualquer estrutura sedimentar, contudo, por vezes é finamente laminada. Frequentemente apresenta bivalves e gastrópodes de pequenas dimensões. Esta litofácies não contém qualquer icnofóssil. Ocorre em corpos lenticulares a tabulares. O contacto inferior é abrupto com as litofácies Wack, P e Sm, o contacto superior é abrupto com a litofácies FsM, Wack, Sm e P.

Interpretação

A litofácies Mrg é formada em condições marinhas de muito baixa energia por dois processos distintos interligados, nomeadamente, decantação de sedimentos siliciclásticos finos em suspensão (Boggs, 2014) e precipitação de micrite devido à elevada concentração de carbonato de cálcio na água (Tucker & Wright, 2009).

Wack – Wackestone

Descrição

Esta litofácies corresponde a wackestone bem cimentado de cor cinzenta a castanha clara. Não possui qualquer estrutura sedimentar, mas por vezes desenvolve marcas de carga nas unidades subjacentes. Frequentemente apresenta bivalves pequenos. Localmente contém *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? (índice de bioturbação 1). Ocorre em corpos tabulares. O contacto inferior é abrupto com as litofácies P, Wack e Sm, o contacto superior é abrupto com as litofácies FsM, Wack, P e Sm.

Interpretação

A litofácies Wack é formada em condições sub-aquáticas de muito baixa energia e baixa profundidade que permitiu a precipitação de uma matriz constituída por micrite (Tucker & Wright, 2009) com mais de 10% de outros constituintes carbonatados (Dunham, 1962). A presença de *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? aliado à presença de bivalves sugerem deposição em ambiente marinho.

4.3 Sucessão vertical

Em seguida é apresentada a sucessão vertical presente no afloramento da praia da Gralha (Fig. 4.2 a 4.7). Para facilitar a sua visualização o log é apresentado a cada 10m. Estão representados os locais da amostragem, a litologia, bem como a classificação das litofácies definidas neste trabalho tendo por base a classificação de Miall (1996). Para além disto estão representadas as estruturas sedimentares, o conteúdo fóssilífero, os icnogéneros e o índice de bioturbação. Estão por fim representadas fotografias representativas das litofácies cuja numeração corresponde à sua posição na sucessão vertical.

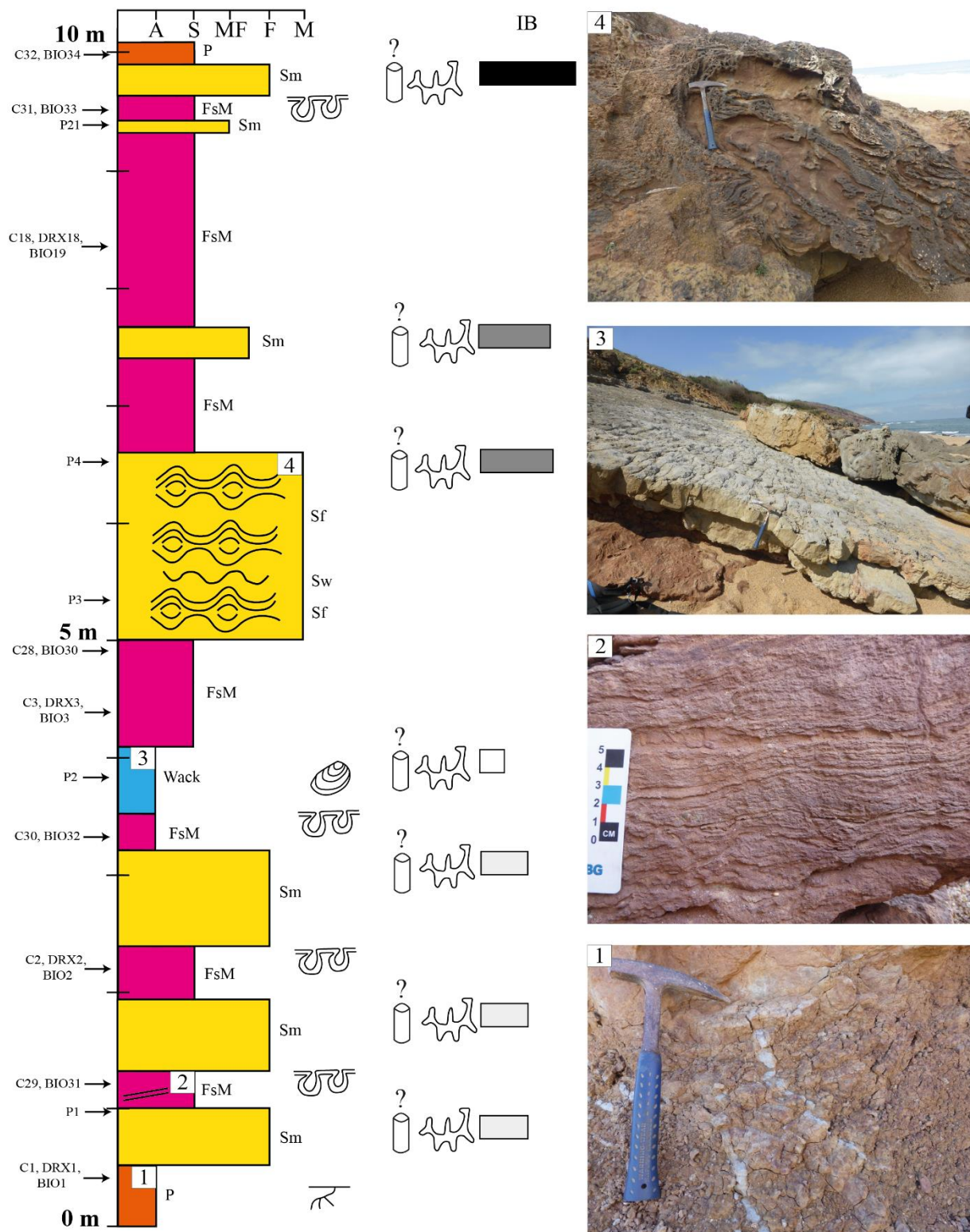


Figura 4.2. Sucessão vertical no intervalo entre os 0m e os 10m. Na fotografia 1 está representado o paleossolo. Na fotografia 2 a litofácies FsM com laminação incipiente. Na fotografia 3 está representado o wackestone. Finalmente na fotografia 4 está representada a litofácies Sf com estruturas convolutas.

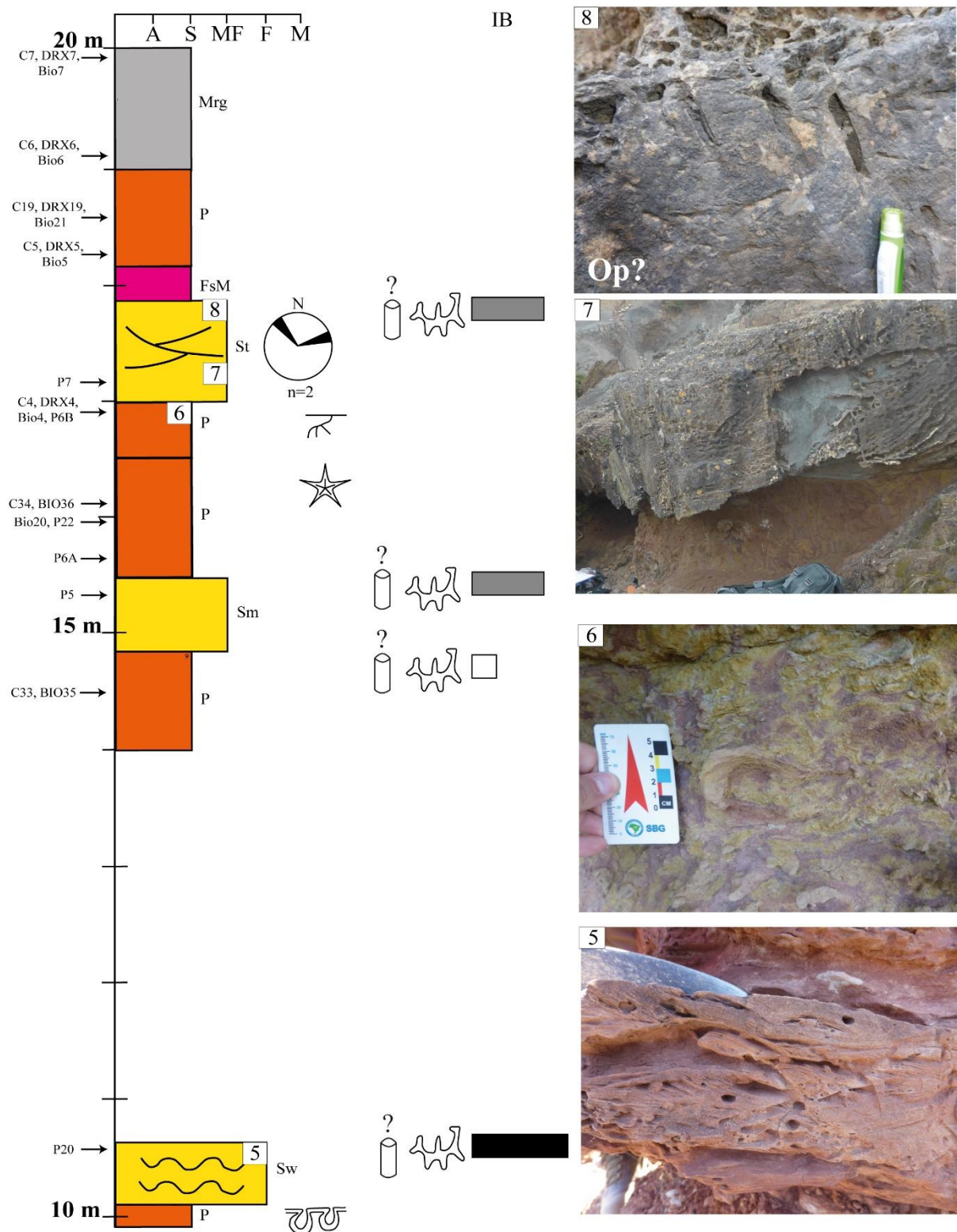


Figura 4.3. Sucessão vertical no intervalo entre os 10m e os 20m. Na fotografia 5 estão representadas wave ripples no arenito. Na fotografia 6 o paleossolo bem cimentado. Na fotografia 7 a estrutura cruzada acanalada. Na fotografia 8 *Ophiomorpha*?

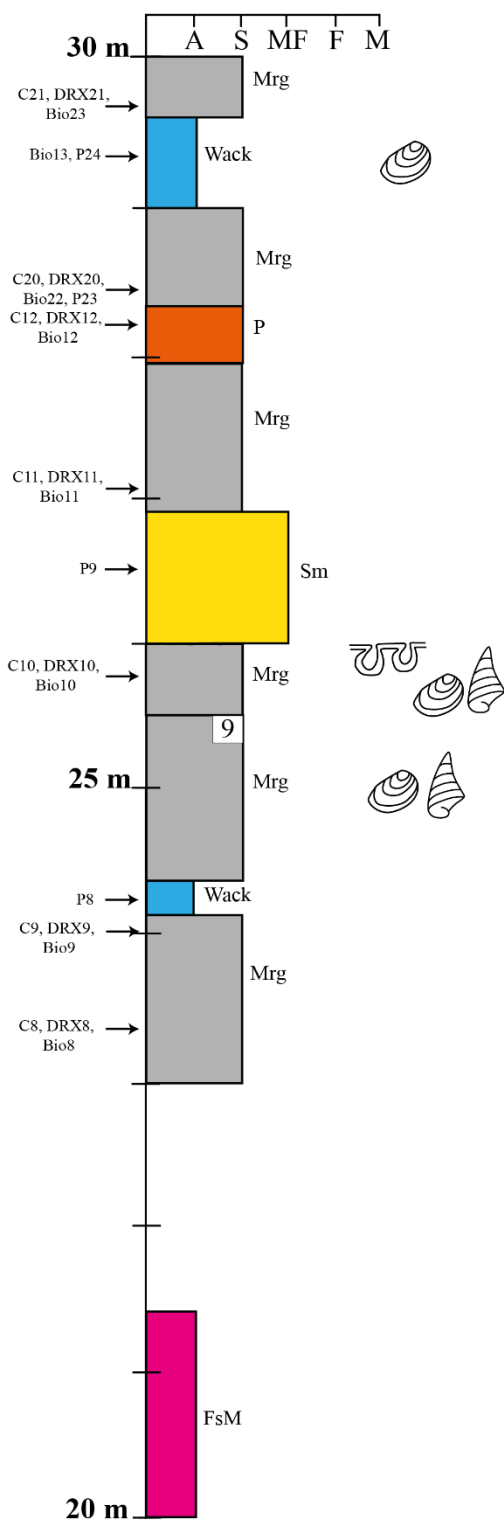


Figura 4.4. Sucessão vertical no intervalo entre os 20m e os 30m. Na fotografia 9 está representada uma marga maciça.

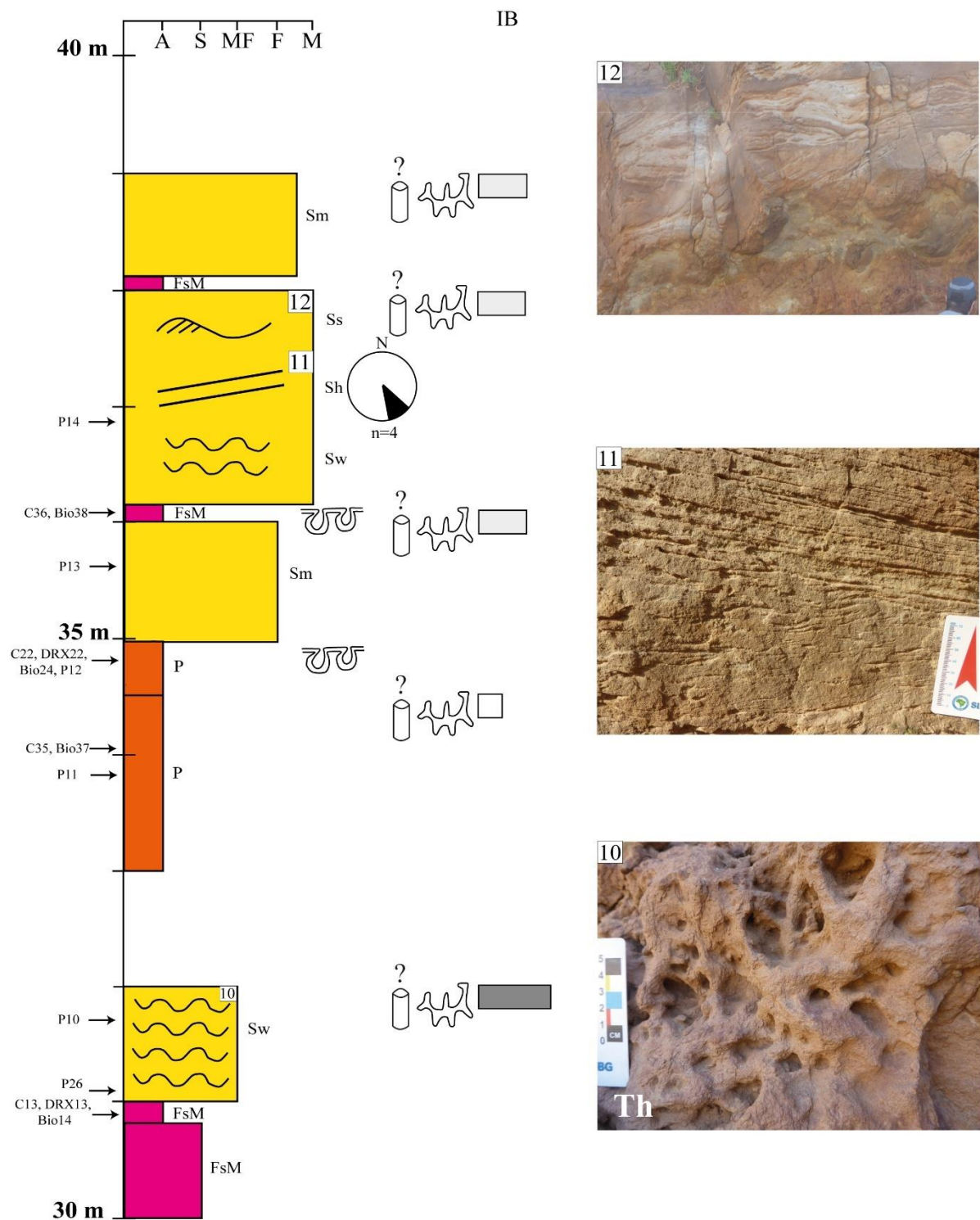


Figura 4.5. Sucessão vertical no intervalo entre os 30m e os 40m. Na fotografia 10 está representado *Thalassinoides*. Na fotografia 11 laminação horizontal/baixo ângulo. Finalmente na fotografia 12 swaley/hummocky.

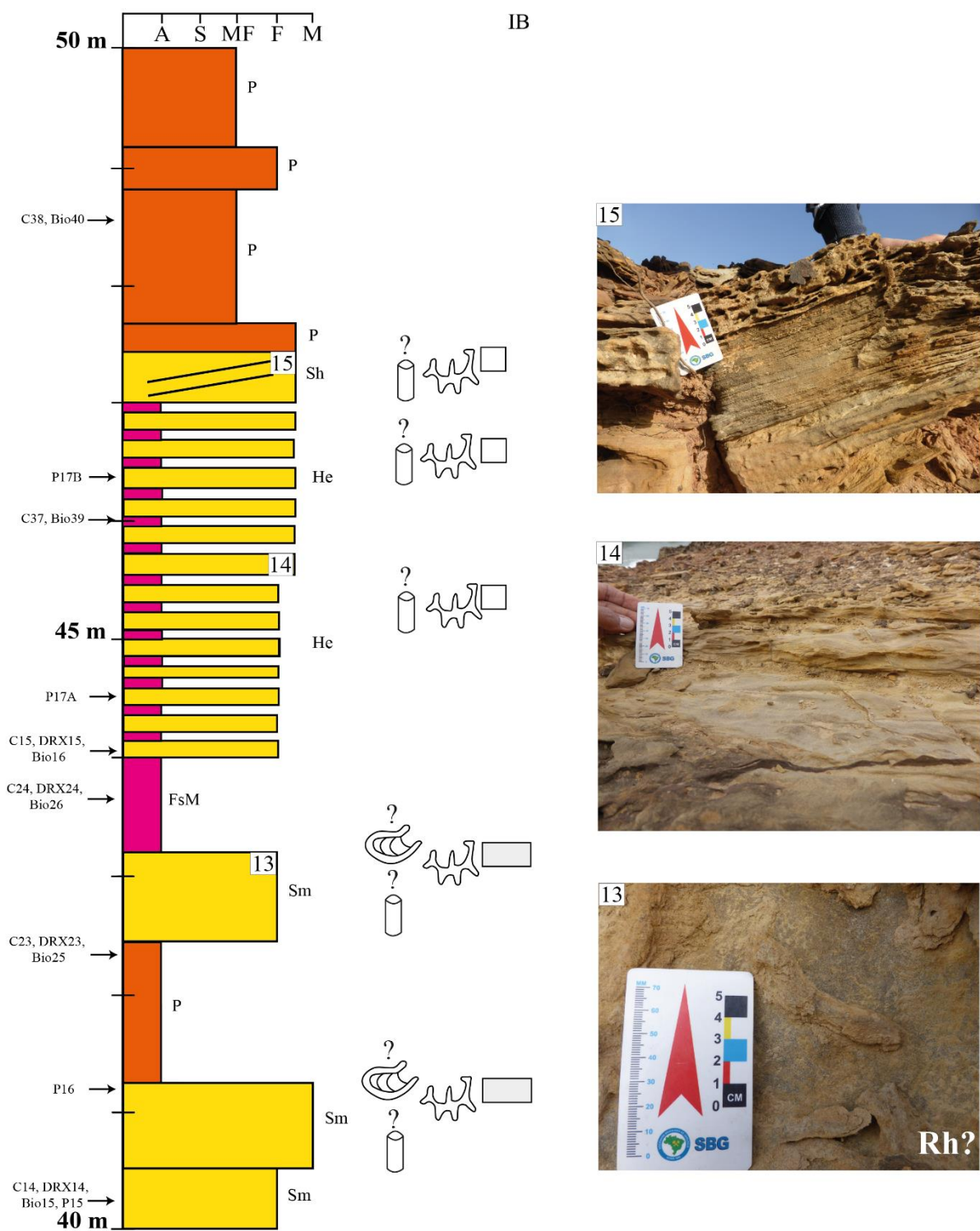


Figura 4.6. Sucessão vertical no intervalo entre os 40m e os 50m. Na fotografia 13 está representado *Rhizocorallium?*. Na fotografia 14 o heterólito. Finalmente na fotografia 15 a laminação horizontal/baixo ângulo.

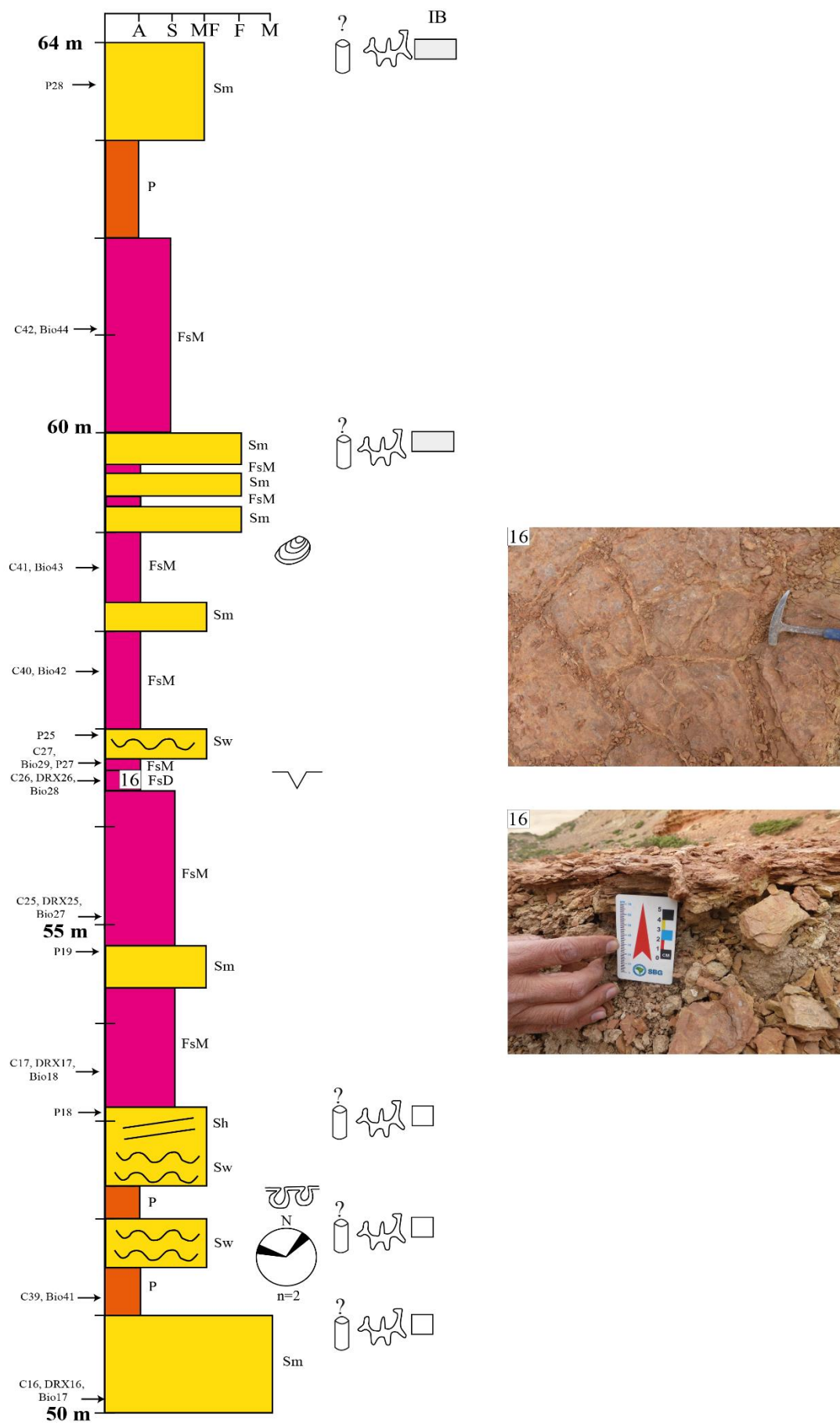


Figura 4.7. Sucessão vertical no intervalo entre os 50m e os 64m. Fotografias representativas das fendas de dessecação.

4.4 Petrografia

A análise petrográfica de lâminas delgadas é uma ferramenta bastante importante para caracterizar as rochas sedimentares. Esta análise providencia informações bastante importantes que auxiliam, por exemplo, a caracterização de rochas carbonatadas.

A maturidade é um termo aplicada aos arenitos em termos de textura e composição. A maturidade textural é determinada pela abundância relativa de matriz, grau de rolamento e calibração. Um arenito é considerado texturalmente imaturo quando contém pelo menos 5% de matriz argilosa, a maioria dos grãos são angulosos a sub-angulosos, e mal calibrados. Um arenito é considerado maturo quando não contém ou contém pouca argila na matriz e quando os grãos são rolados a sub-rolados e bem calibrados (Folk, 1980). A maturidade textural reflete o grau de transporte e retrabalhamento. Contudo também poderá ser afetada por processos diagenéticos (e.g. precipitação de minerais argilosos nos poros do arenito) (Boggs, 2014).

A maturidade composicional é referente à abundância relativa de minerais estáveis (e.g. quartzo) e instáveis (e.g. feldspato ou fragmentos de rochas instáveis). A maturidade composicional é tanto maior quanto maior a razão entre minerais estáveis e minerais instáveis. Alguns grãos e minerais são mecanicamente e quimicamente mais estáveis do que outros. Considerando uma lista não exaustiva de minerais de acordo com a sua estabilidade alguns dos minerais mais estáveis, por ordem decrescente, são o quartzo, a moscovite, a microclina, a ortose, a plagioclase, a hornblenda, a biotite, a piroxena e a olivina. Sendo assim, arenitos imaturos possuem principalmente grãos de minerais instáveis (e.g. arenitos arcóicos a líticos, Fig. 4.8). Arenitos maturos são compostos principalmente por quartzo, alguns feldspatos e alguns fragmentos líticos (e.g. arenitos sub-arcóicos e sub-líticos). Arenitos supermaturos são constituídos quase completamente por quartzo (e.g. arenitos quartzíticos). Regra geral, os arenitos composicionalmente imaturos são depositados próximos da área fonte enquanto os grãos que constituem os arenitos supermaturos foram submetidos a elevado transporte e retrabalhamento. Os minerais presentes nos arenitos dependem da composição da área fonte, do grau de meteorização na área fonte e do transporte que sofreram (Pettijohn, 1975). O controle da composição detrítica é influenciado em primeiro lugar pela composição da rocha fonte, seguida do clima, gradiente topográfico, distância do transporte, taxa de soterramento, entre outros fatores (Boggs, 2014).

A mineralogia de um arenito é uma propriedade particularmente importante em estudos de proveniência porque fornece a única indicação dos tipos litológicos que forneceram sedimentos para a bacia sedimentar. Assim, os tipos de minerais siliciclásticos e fragmentos de rochas preservados em rochas sedimentares indicam a litologia da área fonte sendo os fragmentos de rochas aqueles que fornecem a evidência litológica mais direta. Por exemplo, fragmentos de rochas ígneas indicam uma fonte ígnea, fragmentos de rochas metamórficas sugerem fonte metamórfica. Os feldspatos e outros minerais são também importantes indicadores da área fonte. Por exemplo, feldspatos potássicos sugerem fonte de rochas plutônicas ou metamórficas. As plagioclases sódicas provêm de rochas vulcânicas alcalinas, e as plagioclases cálcicas de rochas vulcânicas básicas (Boggs, 2014). Neste trabalho foi realizada sempre que possível a caracterização do teor de anortite nas plagioclases com recurso ao ângulo de extinção da plagioclase.

Foram descritas lâminas petrográficas, de modo qualitativo, de arenitos, paleossolos, wackestones, margas e lutitos. Na Tabela 4.2 encontra-se o resumo das características das lâminas petrográficas.

Tabela 4.2. Resumo da descrição das lâminas delgadas das várias litologias amostradas na sucessão sedimentar da praia da Gralha.

Lâminas	Litologias	Grãos	Matriz	Cimento	Fase de ligação	Elementos figurados carbonatados	Elementos figurados não carbonatados
P1, P3, P4, P5, P7, P9, P10, P13, P14, P15, P16, P17A, P17B, P18, P19, P20, P21, P25, P26, P28	Arenitos (Sub-arcose) ($Q_{0.8}, F_{0.15}, L_{0.05}$)	Quartzo, feldspatos, moscovite, clorite, opacos e zircão	Argilosa	Carbonatado	—	—	—
P27	Lutitos	Ilite e raramente quartzo	Argilosa	Argiloso	—	—	—
P23	Margas	Moscovite e raramente quartzo	Argilosa	Carbonatado	Micrite	—	—
P2, P8, P24	Wackestones	—	—	—	Micrite	Fragmentos de bivalves, foraminíferos bentônicos, ostracodos, pelóides	Quartzo e feldspatos
P6A, P6B, P11, P12, P22	Paleossolos	Quartzo e feldspatos	Argilosa	—	Micrite	Equinodermes (na lâmina P6A) Microcodium	

4.4.1 Arenitos (sub-arcoses)

Foram analisadas 20 lâminas de arenitos, os quais mineralogicamente são constituídos principalmente por quartzo, feldspato (principalmente plagioclase e secundariamente feldspato alcalino), moscovite, minerais opacos, por vezes intraclastos de calcite, clorite e raramente zircão. Habitualmente a proporção entre os vários constituintes é Q_{80}, F_{15} e L_5 com variações pouco significativas entre amostras. Portanto, todos os arenitos são classificados como sub-arcoses, segundo classificação de Folk (1980) (Fig. 4.8). A classificação dos arenitos apresentada na Fig. 4.8 foi realizada de modo qualitativo apenas pela observação direta das lâminas petrográficas.

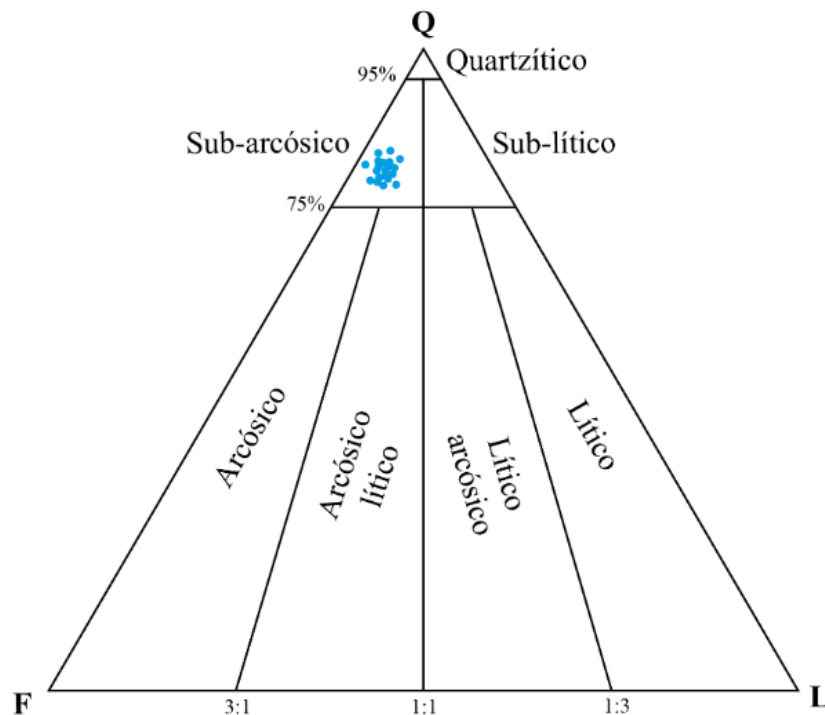


Figura 4.8. Diagrama QFL (quartzo, feldspato e fragmentos líticos) para classificação dos arenitos segundo Folk (1980). Todas as lâminas petrográficas dos arenitos localizam-se no campo das sub-arcoses.

O tamanho dos grãos está inserido habitualmente no tamanho da areia muito fina, seguida de fina e finalmente média em apenas três lâminas petrográficas (Fig. 4.9). Os grãos variam desde bem calibrados principalmente nas amostras muito finas, a mal calibrados principalmente nas amostras mais grosseiras. Apresentam habitualmente grau de rolamento sub-anguloso a anguloso. O tipo de contacto entre grãos é principalmente pontual, seguido de longo, convexo e menos abundantemente flutuante (Fig. 4.10).

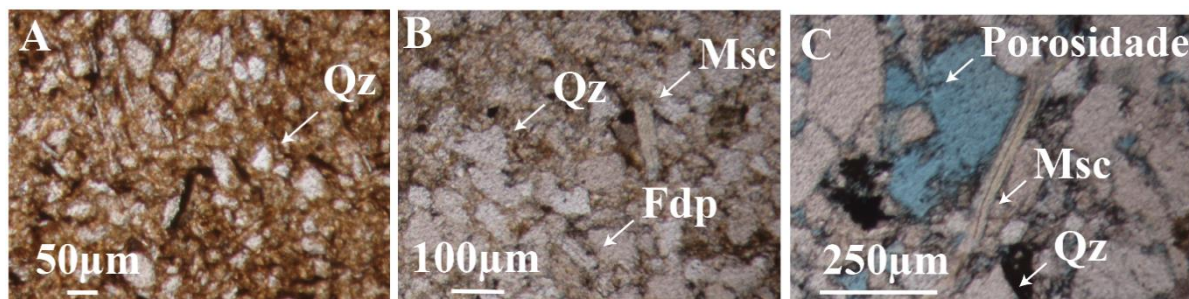


Figura 4.9. Tamanho do grão dos arenitos. (A) Arenito muito fino (lâmina P18). (B) Arenito fino (lâmina P13). (C) Arenito médio (lâmina P14). Observa-se elevada quantidade de matriz nas amostras.

Os feldspatos presentes são preferencialmente labradorites (plagioclase com 50% a 70% de teor em cálcio) e secundariamente feldspatos alcalinos (Fig. 4.10), ambos com elevado grau de preservação. No que respeita aos fragmentos líticos estes são principalmente quartzitos e rochas graníticas.

A matriz é argilosa com teores entre 10 a 25%. O cimento é principalmente carbonatado com teor médio de 20%. A percentagem de matriz e cimento é variável de acordo com a granularidade da rocha. Os arenitos muito finos tendem a apresentar uma maior quantidade de matriz, enquanto os arenitos médios possuem maior quantidade de cimento (Fig. 4.9 e Fig. 4.10). Na zona onde a lâmina foi tingida com solução de Alizarina e Ferrocianeto de Potássio a calcite possui cor rosada. O valor da porosidade é no máximo 5%.

O alto teor de matriz argilosa maior que 5% e o predomínio de grãos sub-angulosos a angulosos e mal calibrados, principalmente nas amostras de arenitos mais grosseiras, classificam os arenitos como texturalmente imaturos (Folk, 1980). Por outro lado, a composição sub-arcósica Q_{80} , F_{15} e L_5 (minerais estáveis entre 70 e 90%) implica que os arenitos são mineralogicamente maduros (Pettijohn, 1975).

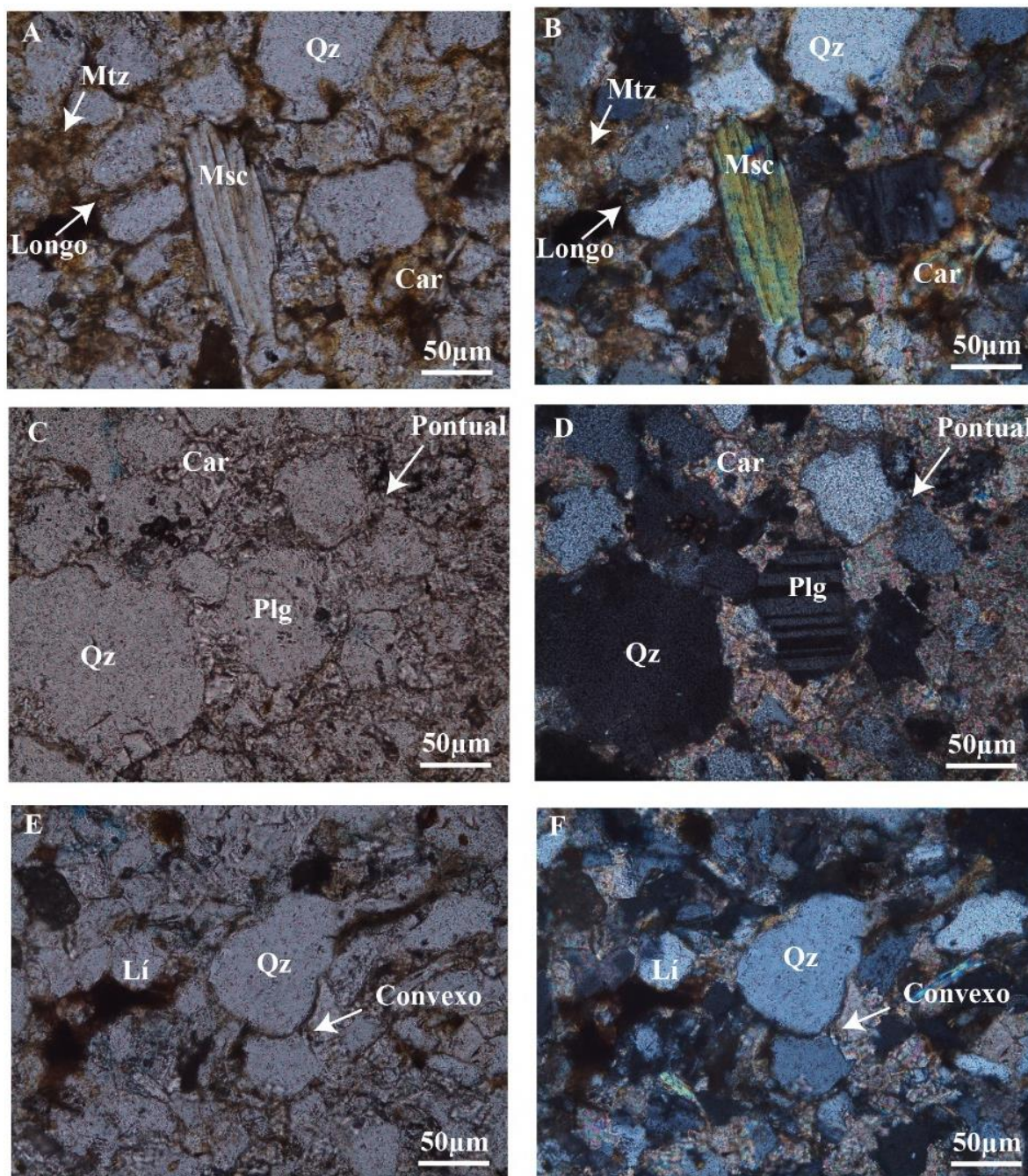


Figura 4.10. Fotografias de lâminas petrográficas de arenitos. Arenito fino (lâmina P13) em nicóis paralelos (A e C) e em nicóis cruzados (B e D). Arenito médio (lâmina P14) em nicóis paralelos (E) e em nicóis cruzados (F). Observam-se os grãos, tipos de contacto, matriz e cimento. Abreviaturas: Msc – Moscovite, Qz – Quartzo, Plg – Plagioclase, Lí – Fragmento lítico, Mtz – Matriz, Car – Cimento carbonatado.

4.4.2 Lutitos

Apenas uma lâmina de lutitos (P27) foi analisada. Nesta lâmina petrográfica a maioria dos grãos siliciclásticos possui dimensão da silte ou argila. Observa-se cimento argiloso, preferencialmente ilite e muito raramente alguns grãos muito finos de quartzo (Fig. 4.11).

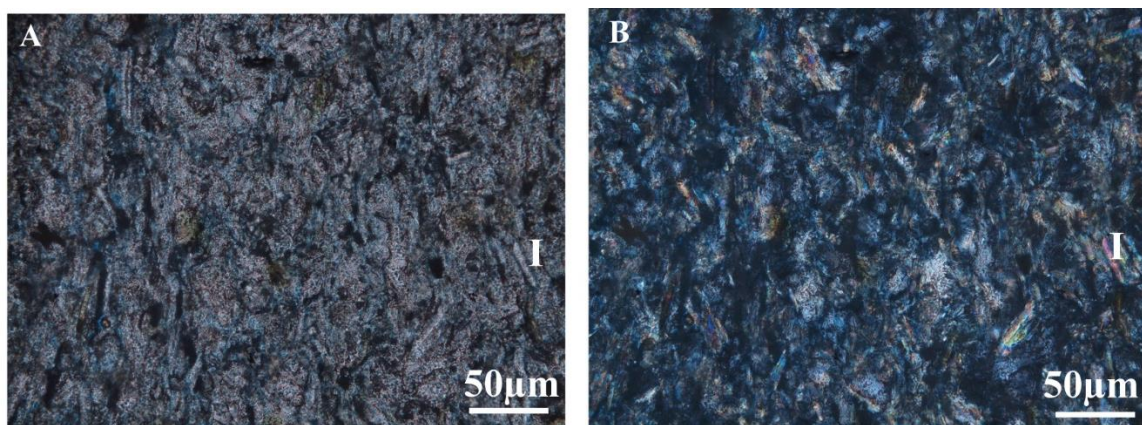


Figura 4.11. Fotografia da lâmina petrográfica P27. Observa-se a presença de ilite em nicóis paralelos (A) e em nicóis cruzados (B). Abreviatura: I - Ilite.

4.4.3 Margas

Apenas uma lâmina petrográfica de marga foi analisada (P23). Identificou-se matriz carbonatada, moscovite, alguns grãos quartzo e opacos (Fig. 4.12). Os grãos de maiores dimensões possuem forma sub-angulosa a sub-rolada. Na zona da lâmina tingida com a solução de Alizarina e Ferrocianeto de Potássio a calcite apresenta cor rosada.

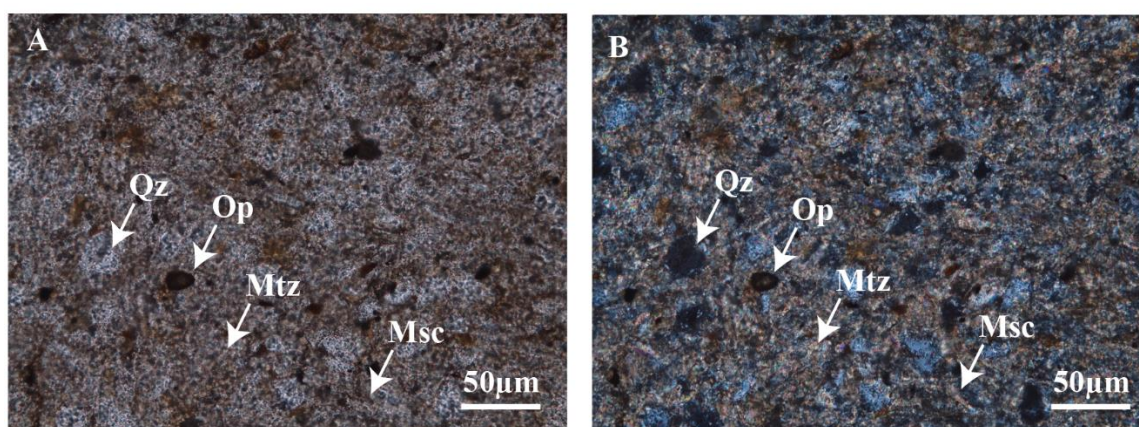


Figura 4.12. Fotografia da lâmina petrográfica P23 em nicóis paralelos (A) e em nicóis cruzados (B). Identifica-se grãos de quartzo e opacos. A grande maioria dos grãos é do tamanho da silte e argila. Abreviaturas: Qz – Quartzo, Op – Opaco, Mtz – Matriz carbonatada, Msc – Moscovite,.

4.4.4 Wackestones

Foram analisadas 3 lâminas de wackestones (P2, P8 e P24). A rocha é suportada por micrite e possui mais de 10% de grãos, segundo a classificação textural de Dunham (1962). Os elementos figurados carbonatados são compostos por fragmentos de bivalves, foraminíferos bentônicos, ostracodos e pelóides (Fig. 4.13). Foram também identificados elementos figurados não carbonatados nomeadamente quartzo e plagioclase. Na área da lâmina tingida com a solução de Alizarina e Ferrocianeto de Potássio a calcite apresenta cor rosada.

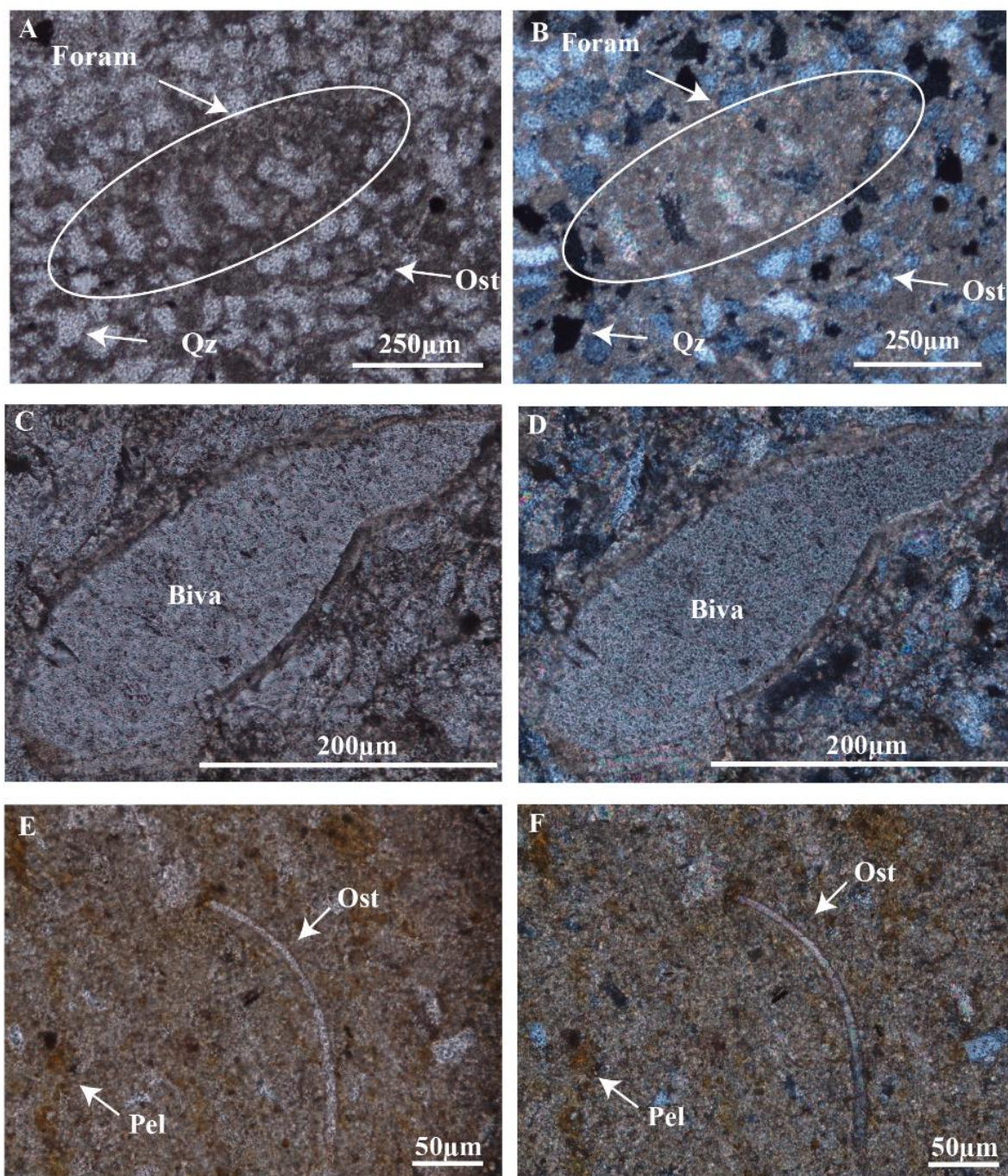


Figura 4.13. Fotografias de lâminas petrográficas de wackestones. Lâmina P2 em nicóis paralelos (A) e em nicóis cruzados (B). Lâmina P8 em nicóis paralelos (C) e em nicóis cruzados (D). Lâmina P24 em nicóis paralelos (E) e em nicóis cruzados (F). Abreviaturas: Foram – foraminífero bentónico, Ost – ostracodo, Biva – fragmento de bivalve, Pel – pelóide, Qz – quartzo.

4.4.5 Paleossolos

Foram analisadas 5 lâminas de paleossolos (P6A, P6B, P11, P12 e P22). Todas as lâminas possuem grãos de quartzo e feldspato que variam desde o tamanho fino a muito fino inseridos numa matriz argilosa. A rocha original seria um arenito ou um wackestone (Fig. 4. 14). Verifica-se a presença de *Microcodium* que corresponde a uma estrutura radial formada por raízes (Durand *et al.*, 2010) e fragmentos de equinodermes presentes na lâmina P6A. Na zona da lâmina tingida com a solução de Alizarina e Ferrocianeto de Potássio a calcite apresenta cor rosada.

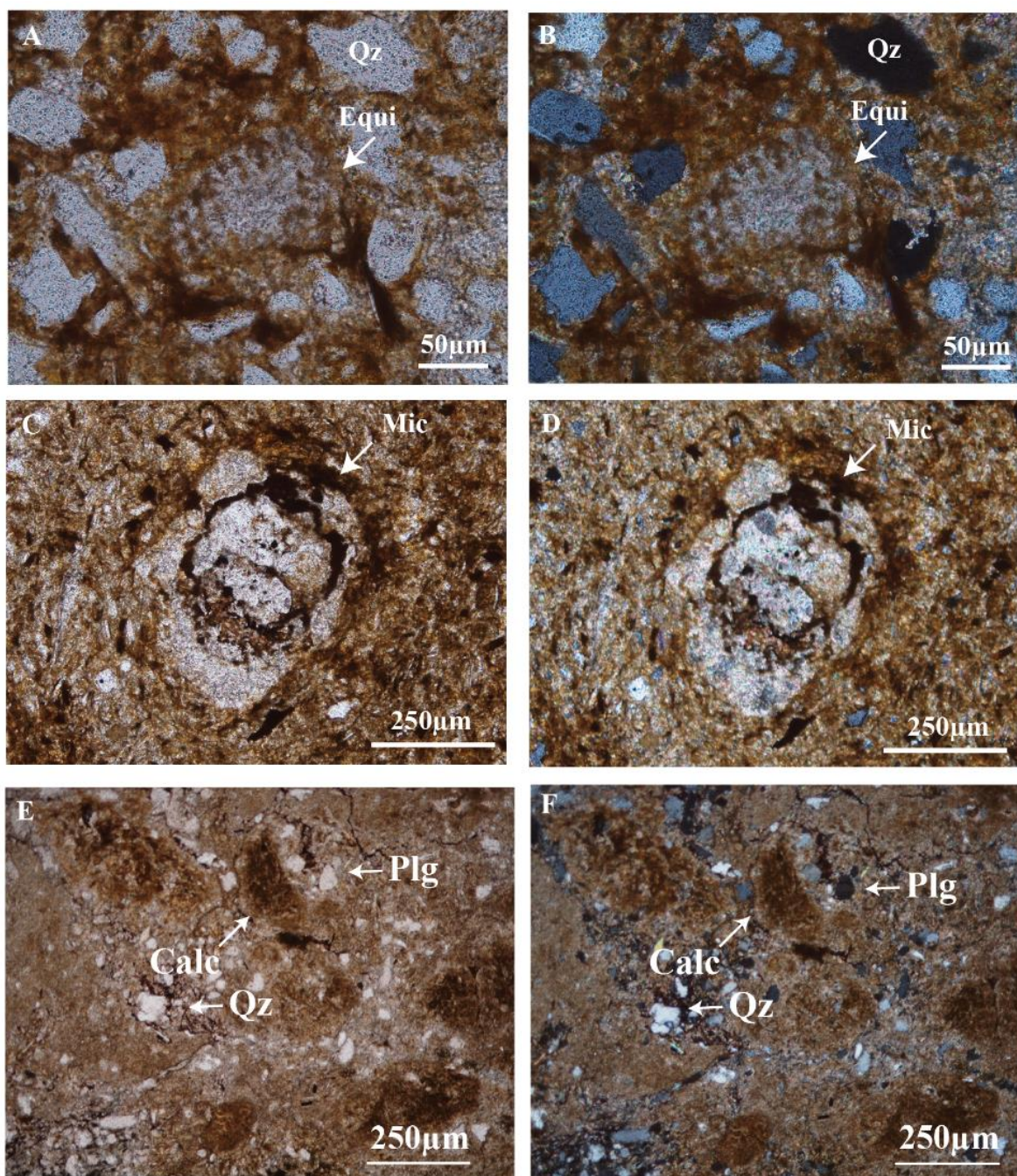


Figura 4.14. Fotografias das lâminas petrográficas de paleossolos. Lâmina P6A em nicóis paralelos (A) e em nicóis cruzados (B). Lâmina P22 em nicóis paralelos (C) e em nicóis cruzados (D). Lâmina P6B em nicóis paralelos (E) e em nicóis cruzados (F). Abreviaturas: Equi – Equinoderme, Mic – Microcodium, Calc – Calcreto, Qz – Quartzo, Plg – Plagioclase.

5. Paleontologia, Micropaleontologia e Icnologia

Neste capítulo será apresentada a caracterização dos macrofósseis e icnofósseis presente na região em estudo. Também são apresentados os resultados micropaleontológicos, nomeadamente nanofósseis calcários, ostracodos, foraminíferos e carófitas.

5.1 Paleontologia

Os gastrópodes pertencem ao Reino Animalia, Filo Mollusca e Classe Gastropoda, surgindo no Câmbrio e mantendo-se até a atualidade. Possuem carapaça principalmente aragonítica com enrolamento variável principalmente segundo o eixo vertical. Podem também apresentar forma turriculada, fusiforme ou globosa com enrolamento sinistrógiro ou dextrógiro. Contudo, em alguns géneros, o enrolamento é segundo o eixo horizontal levando ao desenvolvimento de formas planoespirais. As carapaças possuem apenas uma câmara não tendo divisões internas (Doyle, 2014). Em relação ao modo de vida, os gastrópodes podem ser epibentónicos vágeis e sésseis cimentados, endobentónicos cavícolas, pelágicos nectónicos e planctónicos (Doyle, 2014).

Os bivalves pertencem ao Reino Animalia, Filo Mollusca e Classe Bivalvia, surgindo, à semelhança dos gastrópodes, no Câmbrio e mantendo-se até a atualidade. Possuem duas valvas articuladas principalmente aragoníticas, não simétricas segundo o eixo central. As valvas podem apresentar charneira Taxodonta, Esquizodonta, Heterodonta ou Disodonta. Em relação à alimentação estes organismos captam as partículas da coluna de água através dos sífões (as únicas partes moles que saem da concha). Os sífões, quando recolhidos, ocupam uma cavidade na valva designada de seno palial, sendo esta característica bastante importante como indicador do modo de vida (Doyle, 2014).

Os bivalves são sobretudo endobentónicos superficiais ou profundos e epibentónicos sésseis bissados ou por vezes cimentados. A grande maioria suporta amplas variações de temperatura e salinidade encontrando-se preferencialmente em águas com altos teores de oxigénio. São típicos de ambientes marinhos pouco profundos e estuarinos de substrato rochoso ou móvel (Doyle, 2014).

Os bivalves endobentónicos superficiais possuem carapaças subcirculares bastante ornamentadas (com linhas bem marcadas), duas cicatrizes musculares semelhantes e seno palial completo. Por outro lado, os bivalves endobentónicos profundos possuem valvas alongadas menos ornamentadas (com linhas mais subtis), duas cicatrizes musculares diferentes e seno palial muito longo. Por fim os epibentónicos bissados ou cimentados apresentam valvas robustas com forma arredondada ou irregular, podendo apresentar uma única cicatriz muscular no centro da valva ou duas cicatrizes musculares, neste caso o seno palial também é bastante longo (Doyle, 2014). Segundo Claassen (1998), os indivíduos que apresentem as valvas curvas ou com bordos ventrais curvos e com uma extremidade posterior expandida são típicos de grandes lagos ou de águas calmas, caso contrário os indivíduos são típicos de águas agitadas.

Na sucessão descrita na praia da Gralha foram identificados gastrópodes e bivalves não tendo sido possível a identificação dos seus géneros.

Os gastrópodes encontrados na sucessão da praia da Gralha ocorrem associados apenas à litofácies Mrg. Estes são de pequenas dimensões (cerca de 2cm) cuja carapaça é globosa a ovoide, medianamente

espessa com espira baixa. As voltas possuem suturas pouco profundas. A última volta de grandes dimensões corresponde à quase totalidade da concha (Fig. 5.1).

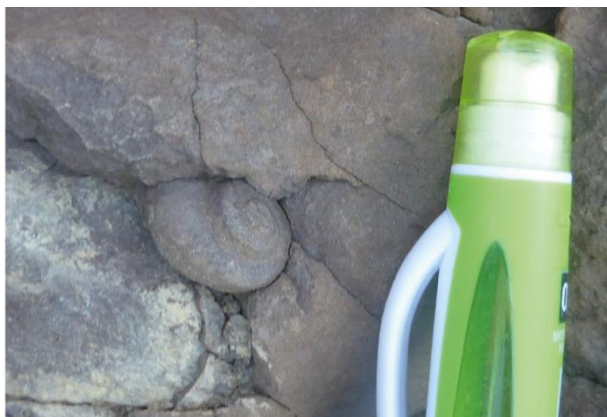


Figura 5.1. Gastrópode encontrado na sucessão vertical da praia da Gralha com cerca de 2cm.

Os bivalves têm ocorrência discreta nas litofácies Wack e Mrg. Estes organismos têm tamanho entre 3 e 5cm e muitas vezes apresentam valvas robustas de forma arredondada principalmente desarticuladas, contudo pontualmente existem algumas articuladas (Fig. 5.2). A morfologia das valvas sugere que os organismos encontrados são epibentônicos bissados.

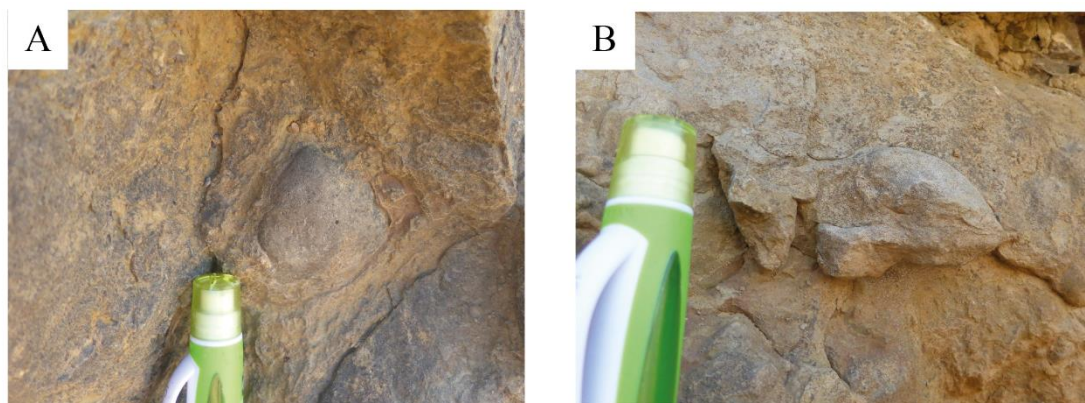


Figura 5.2. Bivalves encontradas na sucessão vertical da praia da Gralha com valvas desarticuladas (A) e articuladas (B).

5.2 Micropaleontologia

A análise biostratigráfica baseada em nanofósseis calcários, foraminíferos, ostracodos e carófitas tem como objetivo verificar a ocorrência destes organismos na sucessão descrita da praia da Gralha (Tabela 5.1). Por outro lado, esta análise auxilia a interpretação do paleoambiente deposicional no qual estes organismos viveram durante o Jurássico Superior.

Tabela 5.1. Ocorrência dos vários microfósseis nas diferentes litofácies amostradas na sucessão da praia da Gralha.

Amostras	Litofácies	Nanofósseis Calcários	Foraminíferos	Ostracodos	Carófitas
Bio2; Bio3; Bio14; Bio18; Bio19; Bio26; Bio27; Bio29; Bio30; Bio31; Bio32; Bio33; Bio38; Bio42; Bio43; Bio44	FsM	√	√	√	√
Bio6; Bio7; Bio8; Bio9; Bio10; Bio11; Bio22; Bio23	Mrg	√		√	√
Bio1; Bio4; Bio5; Bio12; Bio20; Bio21; Bio24; Bio25; Bio34; Bio35; Bio36; Bio37; Bio40; Bio41	P	√		√	√
Bio15; Bio17	Sm	√			
Bio16; Bio39	He				
Bio13	Wack			√	√
Bio28	FsD				

5.2.1 Nanofósseis calcários

Os nanofósseis calcários correspondem a microfósseis (nanólitos) maioritariamente calcíticos de dimensões abaixo dos 63µm. Em termos biostratigráficos, os nanofósseis calcários compõem um grupo ainda existente, mas que tiveram o seu início no Triásico Superior e que assumem importância crescente nos sedimentos a partir do Jurássico (Roth, 1989). Este grupo pode ser dividido em três sub-grupos principais: (1) cocolitóforos (fitoplâncton marinho); (2) não cocolitóforos (dinoflagelados calcários e *incertae sedis*) e (3) espículas de ascídeas (Tyrrel & Young, 2009). Os cocolitóforos são organismos unicelulares, pertencentes ao Reino Chromista, Filo Haptophyta e Classe Prymnesiophyceae, encontrados em qualquer oceano (Balch, 2018) atingindo elevadas concentrações nas zonas de climas temperados e alta produtividade (regiões de *upwelling*). Por contrário, as zonas de giros subtropicais e equatoriais possuem uma maior diversidade de espécies (Poulton *et al.*, 2017). Os dinoflagelados calcários pertencem ao Reino Protista e Filo Dinoflagellata, são encontrados em ambientes neríticos e pelágicos a diferentes latitudes (Dale & Dale, 1992) podendo adquirir formas esféricas, ovais e alongadas segundo um eixo (Kohring *et al.*, 2005). Finalmente as ascídeas pertencem ao Reino Animalia, Filo Chordata e Classe Ascidiacea, são organismo bentónicos sésseis que formam colónias em águas rasas. Este grupo possui espículas carbonatadas que podem ficar preservadas no registo fóssil (Pough *et al.*, 1999).

Os nanofósseis calcários encontrados na sucessão descrita da praia da Gralha pertencem ao sub-grupo dos cocolitóforos. Entre as 44 amostras analisadas cerca de 65% contêm nanofósseis calcários sendo a sua presença variável ao longo de toda a sucessão (Fig. 9.1). No intervalo de 0 a 3.5m ocorre a maior quantidade (amostra Bio2) aos 2.2m com 92 nanólitos. O segundo intervalo com maior abundância localiza-se entre os 8m e os 10m (amostras Bio19 e Bio33) com 45 e 42 indivíduos, respetivamente. O restante da sucessão apresenta intervalos com menor quantidade de indivíduos, porém intercalados com intervalos estéreis (Fig. 9.1). Verifica-se que a grande maioria das amostras apresenta mais do que uma espécie de nanofósseis calcários. A espécie mais abundante é a *W. manivitiae* Bukry, 1973, seguida da *W. barnesiae* Black in Black & Barnes, 1959, *W. ovata* Bukry, 1969 e finalmente a *W. britannica* Stradner, 1963; Reinhardt, 1964.

Em termos paleoambientais, a presença de *Watznaueria* spp. aponta para condições de águas quentes de ambiente marinho raso geralmente oligotrófico (pobre em nutrientes) (Ovechkina *et al.*, 2019). Para além disto, a *Watznaueria britannica* e *Watznaueria manivitiae* são associadas a ambientes de água quente superficial quanto mais oligotrófico for o ambiente (Giraud *et al.*, 2006). Por outro lado, a *Watznaueria barnesiae* é tipicamente marinha e oligotrófica (Erba, 1992).

A sistemática dos nanofósseis encontrados é a seguir apresentada.

Reino: **Chromista** Cavalier-Smith, 1981;

Filo: **Haptophyta** Hibberd ex Cavalier-Smith, 1986;

Classe: **Prymnesiophyceae** Hibberd ex Cavalier-Smith, 1986;

Ordem: **Watznaueriales** Bown, 1987;

Família: **Watznaueriaceae** Rood *et al.*, 1971;

Género: **Watznaueria** Reinhardt, 1964;

Espécie: **Watznaueria manivitiae** Bukry, 1973

Breve descrição: Espécie de *Watznaueria* com uma área central fechada sem qualquer estrutura na qual todos os seus comprimentos são semelhantes assumindo uma forma aproximadamente circular (Fig. 5.3).

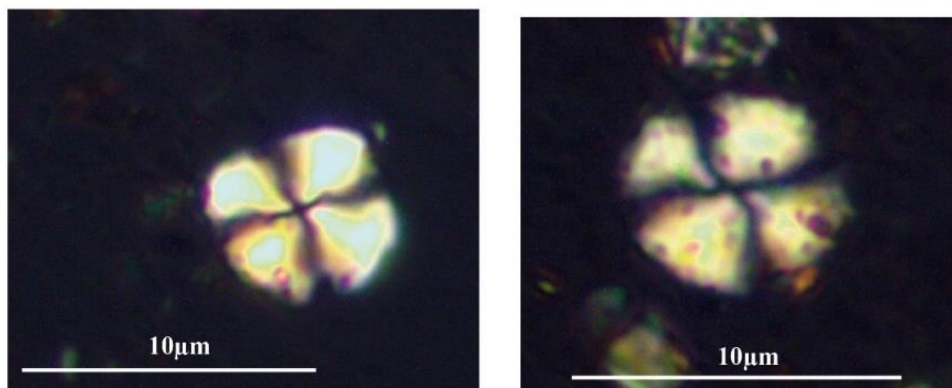


Figura 5.3. Indivíduos de *Watznaueria manivitiae* presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha.

Espécie: **Watznaueria barnesiae** Black in Black & Barnes, 1959

Breve descrição: Espécie de *Watznaueria* com uma área central levemente aberta sem qualquer estrutura na qual todos os seus comprimentos são semelhantes assumindo uma forma aproximadamente circular (Fig. 5.4).

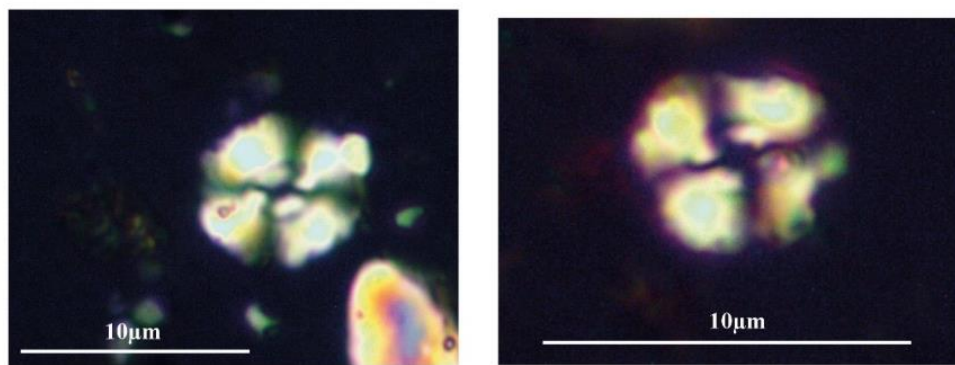


Figura 5.4. Indivíduos de *Watznaueria barnesiae* presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha.

Espécie: **Watznaueria ovata** Bukry, 1969

Breve descrição: Espécie de *Watznaueria* com uma área central ampla e vasta que assegura uma forma elipsoidal uma vez que o seu comprimento vertical difere do seu comprimento horizontal (Fig. 5.5).

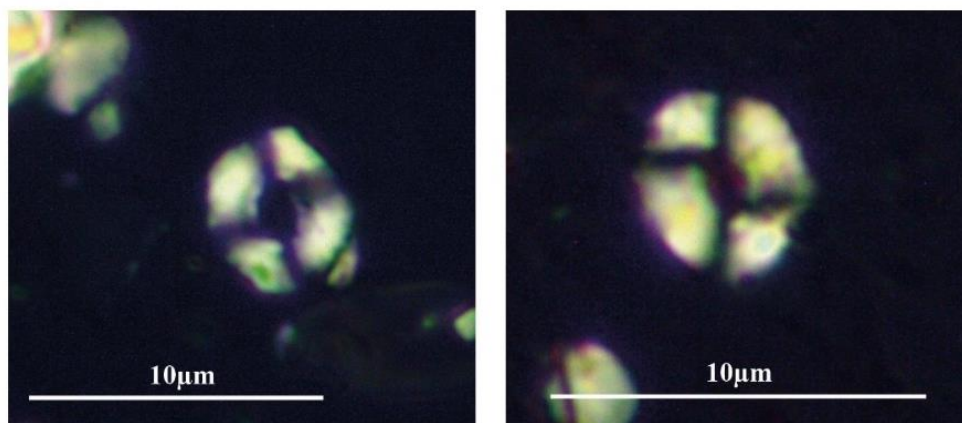


Figura 5.5. Indivíduos de *Watznaueria ovata* presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha.

Espécie: **Watznaueria britannica** Stradner, 1963; Reinhardt, 1964

Breve descrição: Espécie de *Watznaueria* com uma área central relativamente estreita atravessada por uma barra transversal. O seu comprimento vertical difere muito pouco do seu comprimento horizontal e, portanto, adquire a forma de uma elipse subtil (Fig. 5.6).

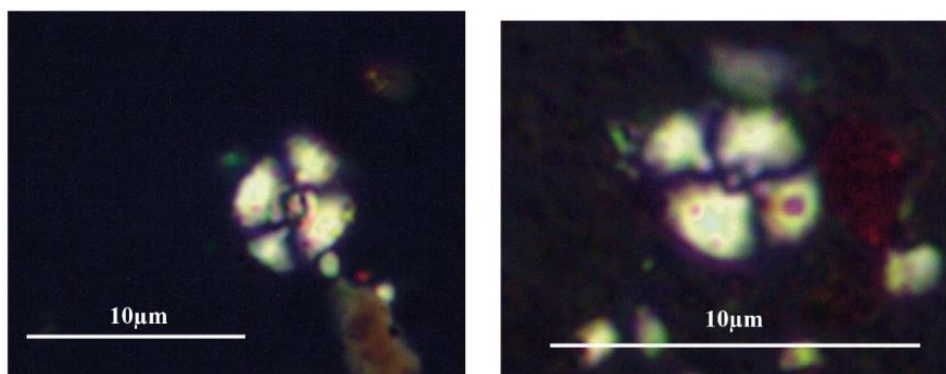


Figura 5.6. Indivíduos de *Watznaueria britannica* presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha.

5.2.2 Foraminíferos, ostracodos e carófitas

Os foraminíferos são organismos unicelulares pertencente ao Reino Protocista, Filo Granoreticulosa e Classe Foraminiferida. Possuem dimensões tipicamente entre 0.1mm e 1mm e carapaça de natureza hialina, porcelanosa ou aglutinada (Bellier *et al.*, 2010). A natureza da carapaça condicionará a sua ordem e, portanto, a Ordem Textulariida possui carapaça aglutinada; a Miliolida possui carapaça porcelanosa; a Rotaliida possui carapaça hialina, entre outras (Bellier *et al.*, 2010). A carapaça tende a ficar preservada no registo geológico após a morte do indivíduo (Debenay, 2012). A quantidade e o arranjo das câmaras é muito variado nos foraminíferos, podendo ser uniloculares (apenas com uma câmara) ou multiloculares (com duas ou mais câmaras). As câmaras comunicam entre si por pequenos orifícios. Nos organismos multiloculares a organização das câmaras e a sua morfologia é muito variada (Debenay, 2012).

Segundo Bellier *et al.* (2010), os foraminíferos são encontrados exclusivamente em ambientes marinhos ou de água salobra. A distribuição nos ambientes marinhos ou transicionais depende dos valores de salinidade, temperatura, pH e conteúdo orgânico. São identificados dois grupos de foraminíferos: (1) foraminíferos planctónicos (aqueles que flutuam na coluna de água movidos pelas correntes) e (2) bentónicos (aqueles que habitam no fundo do mar ou de uma laguna). Os foraminíferos bentónicos sub-dividem-se em epibentónicos (quando habitam na superfície do substrato) e endobentónicos (quando habitam no interior do substrato).

Os ostracodos correspondem a microcrustáceos com carapaça bivalve de natureza carbonatada e em média com 1mm (Morkhoven, 1963; Horne *et al.*, 2002; Smith *et al.*, 2015) pertencendo à classe Ostracoda. Esta classe divide-se nas sub-classes Myodocopa e Podocopa (Smith & Horne, 2002). A Myodocopa divide-se nas ordens Myodocopida e Halocyprida com géneros exclusivamente marinhos (Smith & Horne, 2002). A Podocopa está dividida nas ordens Platycopida, Podocopida e Paleocopida. A ordem Platycopida contém espécies exclusivamente marinhas. A ordem Podocopida é a mais diversificada e contém espécies marinhas, salobras e de água doce. A ordem Paleocopida contém sobretudo espécies marinhas superficiais (Smith & Horne, 2002). Visto que as carapaças são mineralizadas estas ficam preservadas no registo fóssil (Smith & Horne, 2002).

Os ostracodos surgiram no Ordovícico e mantêm-se até a atualidade (Guernet & Lethiers, 1989; Horne *et al.*, 2002). A maioria dos géneros de ostracodos pertencentes ao Mesozóico não possuem representantes atuais. Por isso as interpretações paleoecológicas do Mesozóico são feitas por comparações com géneros recentes semelhantes, nomeadamente baseadas no contorno e ornamentação da carapaça, sulcos entre outros aspetos (Carbonel & Tölderer-Farme, 1988). Os ostracodos podem ser

encontrados em todos os ambientes aquáticos desde oceanos a aquíferos oxigenados, contudo o seu tamanho e ornamentação varia mediante as condições do meio onde vivem (Morkhoven, 1963; Guernet & Lethiers, 1989; Smith & Horne, 2002; Smith *et al.*, 2015). Estes organismos são bastante úteis em depósitos lacustres e salobros uma vez que a diversidade de outros organismos é relativamente baixa. As formas de água doce possuem, regra geral, carapaças de maiores dimensões, lisas e simples. As formas de água salobra apresentam carapaças medianamente calcificadas, ornamentação reticulada ou pontuada, assim como a presença de tubérculos e um ou dois sulcos sub-verticais. Finalmente as formas de água marinha possuem, em geral, carapaças pequenas, robustas, com ornamentação marcada e por vezes, tubérculos oculares (Horne *et al.*, 2002).

As algas são um grupo bastante importante e diversificado de plantas aquáticas no qual as carófitas definem uma divisão própria designada *Charophyta*. As carófitas pertencem ao reino Protista sendo normalmente os primeiros organismos a instalarem-se num determinado meio (Corillion, 1975). Elas surgiram no Silúrico mantendo-se até aos dias de hoje, reconhecendo-se mais de 10 formas de famílias fósseis (Wray, 1977). As carófitas possuem um grau de evolução superior a todas as outras algas verdes. O aparelho reprodutor masculino e feminino apresenta, respetivamente, anterídeos e oogónios. Os oogónios apresentam uma forma oval com enrolamento helicoidal ficando por vezes preservados no registo fóssil (Corillion, 1975).

As carófitas desenvolvem-se em ambiente aquático típico de águas doces a salobras com baixo hidrodinamismo, uma vez que possuem uma fraca resistência às correntes. Visto que são dependentes da presença de luz, desenvolvem-se frequentemente a profundidades inferiores a 10m (Corillion, 1975).

Na sucessão vertical presente na praia da Gralha no que respeita aos foraminíferos estes apenas estão representados na lâmina petrográfica P2 aos 4m e na amostra Bio30 localizada aos 4.9m com 5184 indivíduos (Fig. 9.1). Todos os foraminíferos identificados são bentónicos.

As primeiras ocorrências de ostracodos na sucessão descrita na praia da Gralha foram identificadas nas amostras Bio3 e Bio30 localizadas aos 4.5m e 4.9m, respetivamente (Fig. 9.1). Acima dos 18m a quantidade de ostracodos aumenta, sendo a amostra Bio7 localizada aos 19.9m aquela que apresenta a maior abundância, com 16256 indivíduos. Entre os 23m e os 31m a frequência de ostracodos é elevada quando comparada com o resto da sucessão. Neste intervalo, a amostra Bio13 localizada aos 29.4m apresenta a segunda maior ocorrência em toda a sucessão com 14784 indivíduos. Acima dos 31m (amostra Bio14) ocorre uma redução drástica da quantidade de ostracodos, não sendo identificados indivíduos até ao topo da sucessão.

Foram encontradas diversos ostracodos na sucessão sedimentar na praia da Gralha na seguinte ordem decrescente de frequência: *Mantelliana* sp.; *Theriosynoecum helmdachi* Sohn, 1982; *Darwinula* sp., *Theriosynoecum* spp.; *Sinuocythere* sp.; *Damonella* sp.; *Cetacella*?; *Timiriasevia guimarotensis* Schudack *et al.*, 1998; e *Fabanella/Phraterfabanella* - *Stenestroemia/Lutkevichinella* (Fig. 5.7). O estado de preservação em geral é muito baixo e por isso na maioria dos casos não foi possível identificar a espécie. Todas as associações encontradas são de água doce a salobra. Porém, a ocorrência de *Fabanella/Phraterfabanella* - *Stenestroemia/Lutkevichinella* aos 3.9m sugere água com salinidade ligeiramente mais elevada (Fig. 9.1).



Figura 5.7. Ostracodos representativos presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha: (A) *Mantelliana* sp., (B) *Darwinula* sp., (C) *Theriosynoecum* spp. e (D) *Damonella* sp..

As carófitas apresentam distribuição semelhante à dos ostracodos (Fig. 9.1). A primeira ocorrência foi verificada na amostra Bio1 localizada aos 0.3m. Entre os 18m e os 20m verifica-se a máxima quantidade de indivíduos em toda a sucessão (amostra Bio7 localizada aos 19.9m com 2048 indivíduos, Fig. 5.8). O intervalo entre 24m e 29.5m apresenta a segunda maior ocorrência (amostras Bio10, Bio12 e Bio13) A única ocorrência acima dos 30m localiza-se na amostra Bio42 aos 57.6m com 416 indivíduos.



Figura 5.8. Exemplares de carófitas presentes na sucessão sedimentar da praia da Gralha.

5.3 Icnologia

A icnologia é a ciência que estuda as marcas dos organismos preservadas durante a sua atividade no ambiente que ocupam. As marcas podem ser, trilhos, escavações, marcas da atividade biológica entre outras, as quais podem ser sub-divididas em marcas recentes (neo-icnologia) e marcas preservadas no registo geológico (paleoicnologia) (MacEachern *et al.*, 2010).

Uma icnofácies corresponde a uma icnoassociação diretamente relacionada com parâmetros ambientais que refletem combinações específicas do comportamento dos organismos (Fig. 5.9) (Seilacher, 1967). As icnofácies indicam as respostas da interação animal – sedimento no ambiente deposicional. O termo icnogénero representa os elementos mais representativos do conjunto de organismos que originaram uma determinada icnofácies. Icnofácies são partes do aspeto geral da rocha e consiste em estruturas primárias biogénicas criadas por organismos que habitaram o ambiente deposicional (MacEachern *et al.*, 2010). A utilização de icnofácies permite interpretações sobre o conjunto de traços observados que são mais coerentes com o contexto deposicional inferido a partir da análise das litofácies. Portanto constituem um elemento de análise sedimentológica e estratigráfica que permite uma interpretação mais fidedigna do paleoambiente deposicional (MacEachern *et al.*, 2010).

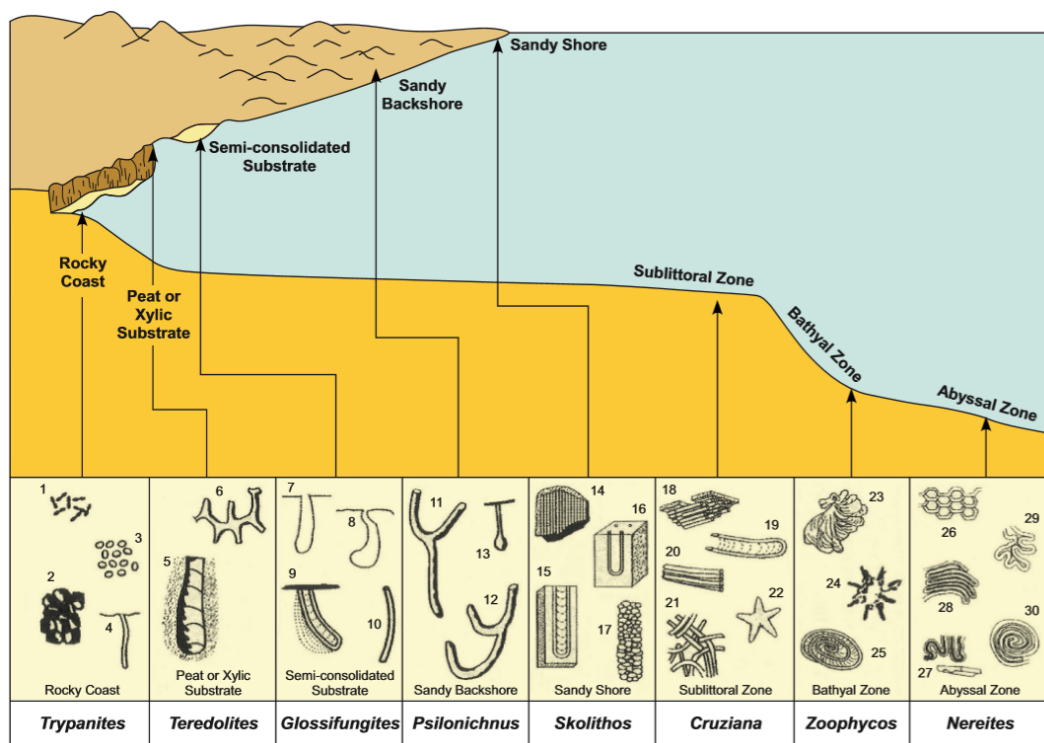


Figura 5.9. Distribuição das icnofácies e traços fósseis marinhos mais comuns. 1) *Caulostrepsis*; 2) *Entobia*; 3) tubos de equinóides; 4) *Trypanites*; 5) *Teredolites*; 6) *Thalassinoides*; 7) e 8) *Gastrochaenolites* ou icnogêneros relacionados; 9) *Diplocraterion*; 10) *Skolithos*; 11) e 12) *Psilonichnus*; 13) *Macanopsis*; 14) *Skolithos*; 15) *Diplocraterion*; 16) *Arenicolites*; 17) *Ophiomorpha*; 18) *Phycodes*; 19) *Rhizocorallium*; 20) *Teichichnus*; 21) *Planolites*; 22) *Asteriacites*; 23) *Zoophycos*; 24) *Lorenzinia*; 25) *Zoophycos*; 26) *Paleodictyon*; 27) *Taphrehelminthopsis*; 28) *Helminthoida*; 29) *Cosmorhappe*; 30) *Spirorhappe* (retirado de MacEachern *et al.*, 2010).

As marcas fósseis variam bastante em dimensão, podendo ser de grandes dimensões (e.g., *Piscichnus*, *Psinolichnus*, entre outros), ou de dimensões reduzidas (e.g., *Phycosiphon*, *Chondrites* entre outros). Os tamanhos das marcas fósseis podem ser menores ou maiores do que o esperado para um determinado icnogênero em resultado da variação das condições do meio. Em situações de *stress* ambiental como as taxas de mortalidade dos organismos é muito alta existe um predomínio de marcas geradas por organismos juvenis (MacEachern *et al.*, 2010).

Os icnogêneros identificados na sucessão descrita na praia da Gralha foram sobretudo *Thalassinoides*, mas também *Ophiomorpha*? e *Rhizocorallium*?

Os *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944), surgiram no Ordovícico (Myrow, 1995; Ekdale & Bromley, 2003; Cherns *et al.*, 2006) estendendo-se até à atualidade (Swinbanks & Luternauer, 1987; Nickell & Atkinson, 1995). Constituem uma rede labiríntica (Kennedy, 1967; Bromley 1967, 1996) na qual os tubos podem ser circulares ou elípticos em secção transversal e com comprimento entre alguns milímetros a vários centímetros formando ramificações em Y ou T. Os tubos podem ser preenchidos por areia ou silte (Knaust, 2017). Esta rede de tubos desenvolve-se por ação de um crustáceo (camarão *Thalassinidean*) da família Callianassidae. Os *Thalassinoides* são frequentes em ambientes marinhos rasos (*shoreface*, deltas, entre outros) (Nickell & Atkinson, 1995) a marinho profundo (Monaco *et al.*, 2009), ou em ambientes de água salobra (*fan* deltas, estuários) (Swinbanks & Luternauer, 1987). Predominantemente encontram-se associados a argilitos, siltitos, arenitos, conglomerados e calcários (Knaust, 2017).

O icnogênero *Ophiomorpha* (Lundgren, 1891) surgiu no Pérmico (Chamberlain & Baer, 1973) permanecendo até à atualidade (Leaman *et al.*, 2015). Este traço fóssil consiste em tubos circulares a

elípticos em secção transversal em forma de Y e T tipicamente com junções mais espessas. Um aspeto diagnóstico do *Ophiomorpha* é a presença de *pellets* de areia e lama na parede interna do tubo. Os tubos podem ter entre 3 e 30mm, mas podem atingir até 1m de profundidade (Knaust, 2017). O *Ophiomorpha* ocorre em vários paleoambientes deposicionais (Leaman *et al.*, 2015) nomeadamente, ambientes marinhos rasos (Frey *et al.*, 1978; Pollard *et al.*, 1993) ou ambientes marinhos profundos (Tchoumatchenco & Uchman, 2001; Uchman, 2009). Este icnogénero está habitualmente associado a arenitos, argilitos e mudstones.

Os *Rhizocorallium* (Zenker, 1836) ocorrem desde o Câmbrio Inferior (Fedonkin, 1981; Clausen & Vilhjálmsson, 1986) até à atualidade (Winn, 2006). Os tubos de *Rhizocorallium*, que podem variar entre vários milímetros a vários centímetros de largura e vários centímetros de comprimento, possuem forma em U paralela ou oblíqua à estratificação. Podem ser preservadas marcas subtis na superfície dos tubos. Este icnogénero está associado a ambientes marinhos rasos, marginais (Farrow, 1966), fluviais (Fürsich & Mayr, 1981) ou lagunares (Knaust, 2017).

Na praia da Gralha estão representados vários icnogéneros nomeadamente *Thalassinoides*, *Rhizocorallium?* e *Ophiomorpha?* (Tabela 6.1). O icnogénero mais abundante é o *Thalassinoides* (Fig. 5.10) cujo índice de bioturbação varia entre 1 e 4, sendo os índices 1 e 2 os mais abundantes (Fig. 9.1).

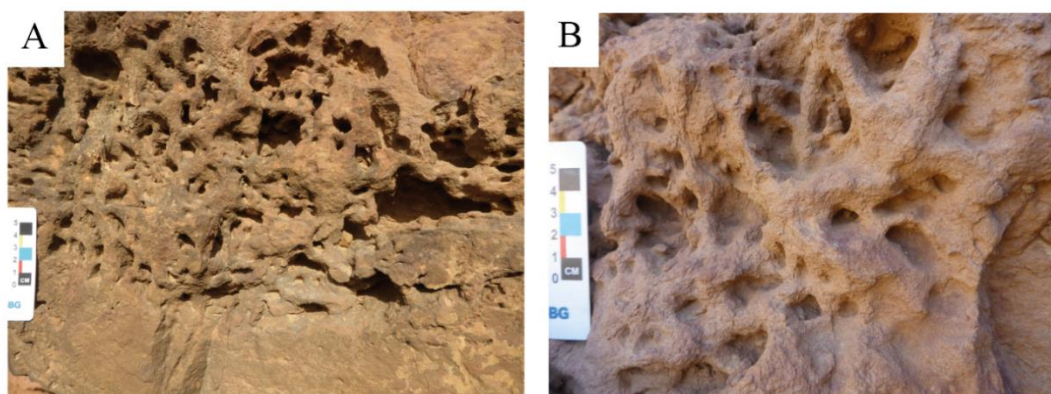


Figura 5.10. Icnogénero *Thalassinoides* encontrado na sucessão da praia da Gralha. Em (A) corresponde a uma vista mais geral e em (B) uma vista mais pormenorizada. Identificam-se as ramificações em Y ou T encontrando-se preenchidas principalmente por areia, mas também por silte e argila.

A identificação dos icnogéneros *Ophiomorpha?* e *Rhizocorallium?* não foi totalmente conclusiva devido a dificuldade em identificar o tipo de parede, forma completa, arranjo e *spreite* (Fig. 5.11).

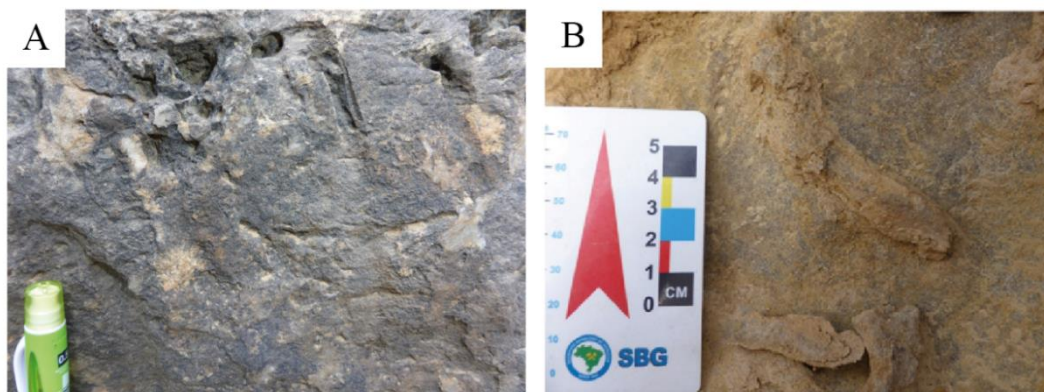


Figura 5.11. (A) *Ophiomorpha?* e (B) *Rhizocorallium?* encontrado na sucessão da praia da Gralha. Neste último não é possível verificar a estrutura tubular em U completa e, portanto, a identificação não é clara.

6. Descrição e Interpretação das Associações de fácies

As 12 litofácies descritas anteriormente foram agrupadas em 4 associações de fácies cuja descrição contemplou a sua geometria, a espessura, os icnofósseis bem como os contactos com as camadas adjacentes e subjacentes. As associações de fácies identificadas foram Arenitos de shoreface inferior a plataforma interna (ASIP), Lutitos de shoreface inferior a plataforma interna (LSIP), Depósitos carbonatados de plataforma interna (DCP) e Paleossolos (PAL).

Na Tabela 6.1 são apresentadas resumidamente as descrições e interpretações destas associações de fácies.

Tabela 6.1. Associações de fácies representativas da sucessão sedimentar localizada na praia da Gralha.

Nome	Litofácies	Icnofósseis	Contactos	Relações extensionais e laterais	Esp. (m)	% no log	Interpretação
ASIP	Sm, Sw, Ss, St, Sh, Sf e He	<i>Thalassinoides</i> , <i>Rhizocorallium?</i> e <i>Ophiomorpha?</i> (IB entre 1 e 4)	Contacto inferior e superior abrupto com LSIP, DCP e PAL	Ocorre em corpos lenticulares a tabulares contínuos entre 5 e 40m de extensão lateral com espessura entre 10 e 110cm intercaladas, por vezes por Lutitos e muito raramente por Margas	21.9	35.8%	Deposição em contexto marinho raso de baixa energia entre o shoreface inferior e a plataforma interna acima do nível das ondas normais ou de tempestade
LSIP	FsM e FsD	Sem biotubação	Contacto inferior gradual com DCP e abrupto com ASIP e DCP Contacto superior abrupto com ASIP, DCP e PAL	Possui geometria externa tabular com extensão lateral entre 30 e 40m e espessura variável entre 15 e 140cm intercalando por vezes unidades areníticas	16.9	30.9%	Depósito sub-aquático em contexto marinho raso de baixa energia entre o shoreface inferior e a plataforma interna e posteriormente submetido a exposição sub-aérea (pedogénese e fendas de dessecação)
DCP	Mrg e Wack	<i>Thalassinoides</i> e <i>Ophiomorpha?</i> (IB de 1)	Contacto inferior abrupto com LSIP, ASIP e PAL. Contacto superior gradual ou abrupto com LSIP e abrupto com ASIP, DCP e PAL	Ocorre em corpos tabulares com 10 a 40m de extensão lateral e com espessura variável entre 40 e 210cm, truncada raramente por corpos areníticos e por vezes intercalada com margas, lutitos e wackestones	6.5	11.4%	Formada em contexto marinho raso de muito baixa energia em condições de reduzida quantidade de sedimentos finos silicilásticos em suspensão com precipitação de micrite
PAL	P	Raramente por <i>Thalassinoides</i> e <i>Ophiomorpha?</i> (IB de 1)	Contacto inferior abrupto com ASIP, LSIP e DCP. Contacto superior abrupto com ASIP e DCP	Varia entre 30 e 40m de extensão lateral e 10 a 120cm de espessura, muitas das vezes é truncada por corpos areníticos aparecendo por vezes intercalada com os mesmos	12.5	21.9%	Formada através da exposição sub-aérea prolongada e processos pedogenéticos

Na Fig. 6.1 é apresentado o gráfico da percentagem de cada uma das associações de fácies. A associação de fácies mais abundante é ASIP com 35.8% da sucessão total e espessura de 21.9m. Nesta associação de fácies foi incluída a litofácies He. Em sentido inverso a associação de fácies menos abundante é DCP cuja percentagem no log corresponde a 11.4%. A razão arenito/argilito da sucessão descrita é 0.65. Nesta razão considerou-se no denominador a soma das espessuras dos lutitos, paleossolos e margas, cujo valor total é de 33.6m (Eq. 6.1).

(Eq. 6.1)

$$\frac{\text{Arenito}}{\text{Argilito}} = \frac{\text{Espessura de Arenitos}}{\text{Espessura de (Lutitos + Paleossolos + Margas)}} = \frac{21.9}{33.6} = 0.65$$

% das associações de fácies ao longo da sucessão

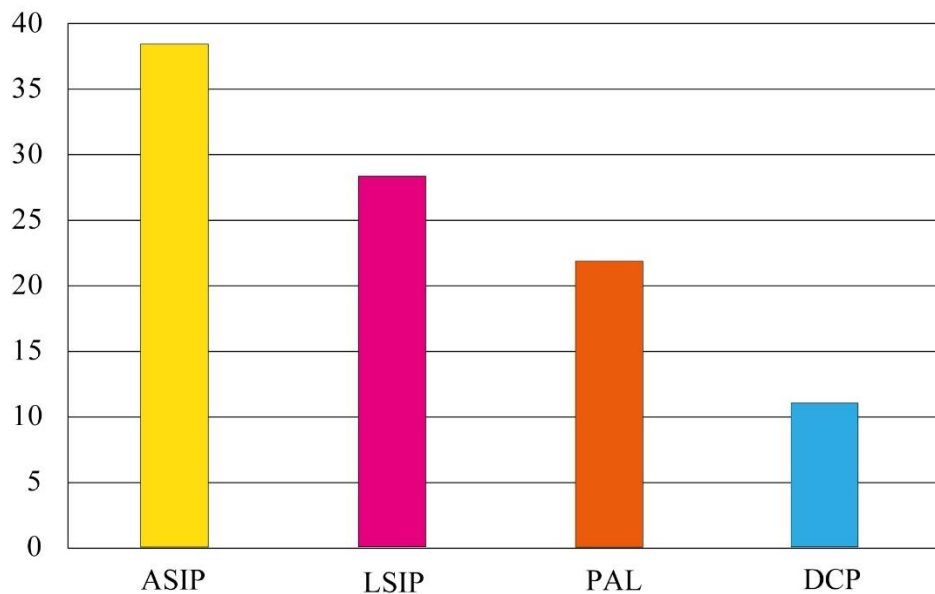


Figura 6.1. Valores das percentagens das diferentes associações de fácies ao longo da sucessão descrita na praia da Gralha. A associação de fácies mais abundante são os ASIP, seguidos dos LSIP, PAL e DCP.

Arenitos de shoreface inferior a plataforma interna (ASIP)

Descrição

Esta associação de fácies (Fig. 6.2) integra as litofácies Sm (arenito maciço), Sw (arenito com wave ripples), Ss (arenito com estratificação cruzada por onda swaley/hummocky), St (arenito com estratificação cruzada acanalada), Sh (arenito com laminação horizontal/baixo ângulo), Sf (arenito com estruturas convolutas) e He (heterolito). A granularidade mais frequente é muito fina a fina. As cores mais abundantes são cinzentas a castanhas claras. É comum a presença de *Thalassinoides*, mas também *Ophiomorpha?* e *Rhizocorallium?* no topo dos arenitos, com índice de bioturbação variando entre 1 a 4. Muitas das vezes desenvolve marcas de carga nas camadas subjacentes. Possui contacto inferior e superior abrupto com as associações de fácies LSIP, DCP e PAL. Ocorre em corpos lenticulares a tabulares contínuos entre 5 e 40m de extensão lateral com espessura entre 10 e 110cm intercaladas, por vezes por lutitos e muito raramente por margas.

Interpretação

As estratificações cruzadas e laminação horizontal são formadas por transporte trativo, enquanto que a presença de swaley/hummocky e wave ripples indicam atuação de ondas (Reineck & Singh, 1980). Esta combinação de processos sugere a deposição em contexto marinho raso de baixa energia entre o shoreface inferior e a plataforma interna acima do nível das ondas normais ou eventualmente tempestade. A presença de *Thalassinoides*, *Ophiomorpha?* e *Rhizocorallium?* também indica sedimentação em ambiente marinho raso (MacEachern *et al.*, 2010). As marcas de carga são formadas em condição de deposição rápida sobre um substrato menos denso, geralmente lamoso (Reineck & Singh, 1980).



Figura 6.2. Associação de fácies ASIP. Observa-se a geometria externa lenticular e o contacto abrupto sobre a associação de fácies Paleossolos. Dentro do quadrado destacado está a escala representada pelo martelo.

Lutitos de shoreface inferior a plataforma interna (LSIP)

Descrição

Esta associação de fácies (Fig. 6.3) integra as litofácies FsM (argilito/siltito maciço) e FsD (argilito com fendas de dessecação) ambas as litofácies de cor avermelhada a castanha escura. Por vezes é afetada por marcas de cargas das unidades areníticas ou carbonatadas adjacentes. Não apresenta sinais de bioturbação. Possui contacto inferior gradual com as associações de fácies DCP e abrupto com as associações de fácies ASIP e DCP enquanto o contacto superior é abrupto com as associações de fácies ASIP, DCP e PAL. Possui geometria externa tabular com extensão lateral entre 30 e 40m e espessura variável entre 15 e 140cm intercalando por vezes unidades areníticas.

Interpretação

Depósito sub-aquático formado em contexto marinho raso de baixa energia entre o shoreface inferior e a plataforma interna compatível com a deposição de argilas e silte em suspensão (Bridge, 2006). Muitas das vezes apresenta marcas de carga formadas no topo da unidade como resultado do *overloading* das camadas adjacentes (Reineck & Singh, 1980). As fendas dessecação resultam de exposição sub-aérea prolongada que geram desidratação do sedimento e consequentemente formação destas fendas (Reineck & Singh, 1980). A cor avermelhada é causada provavelmente pela oxidação sob condição de meteorização, nos estádios iniciais dos processos pedogenéticos (Dalrymple, 2010).

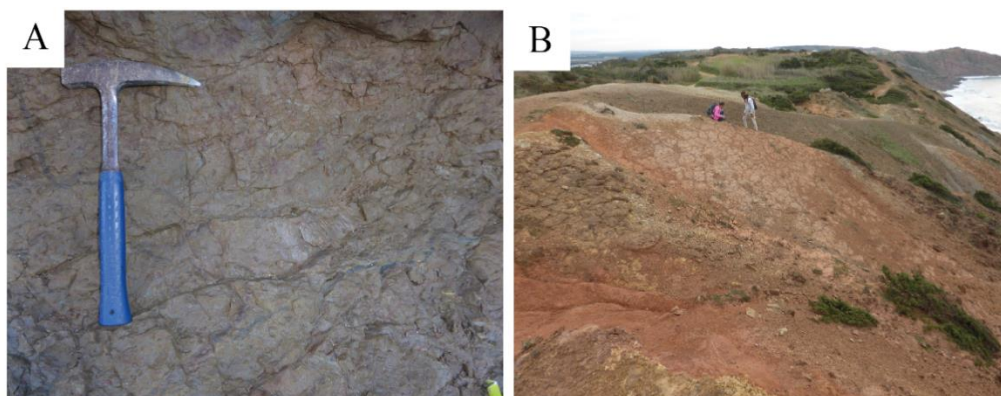


Figura 6.3. Associação de fácies LSIP de cor avermelhada a castanha escura maciça (A) e com fendas de dessecação (B).

Depósitos carbonatados de plataforma interna (DCP)

Descrição

Esta associação de fácies contempla a litofácies Mrg (marga) e Wack (wackestone) (Fig. 6.4) de cor cinzenta clara a escura. Contém macrofósseis nomeadamente bivalves e gastrópodes e por vezes as unidades de Wack apresentam *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? no topo com índice de bioturbação 1. Possui contacto inferior abrupto com as associações de fácies LSIP, ASIP e PAL. O contacto superior é abrupto ou gradual com os LSIP e abrupto com os ASIP, DCP e PAL. Habitualmente ocorre em corpos tabulares com 10 a 40m de extensão lateral e com espessura variável entre 40 e 210cm, truncada raramente por corpos areníticos e por vezes intercalada com margas, lutitos e wackestones.

Interpretação

Esta associação de fácies é formada em contexto marinho raso de muito baixa energia na plataforma interna em condições de reduzida quantidade de sedimentos finos siliciclásticos em suspensão na água do mar e precipitação de micrite em condição marinha (Tucker & Wright, 2009).

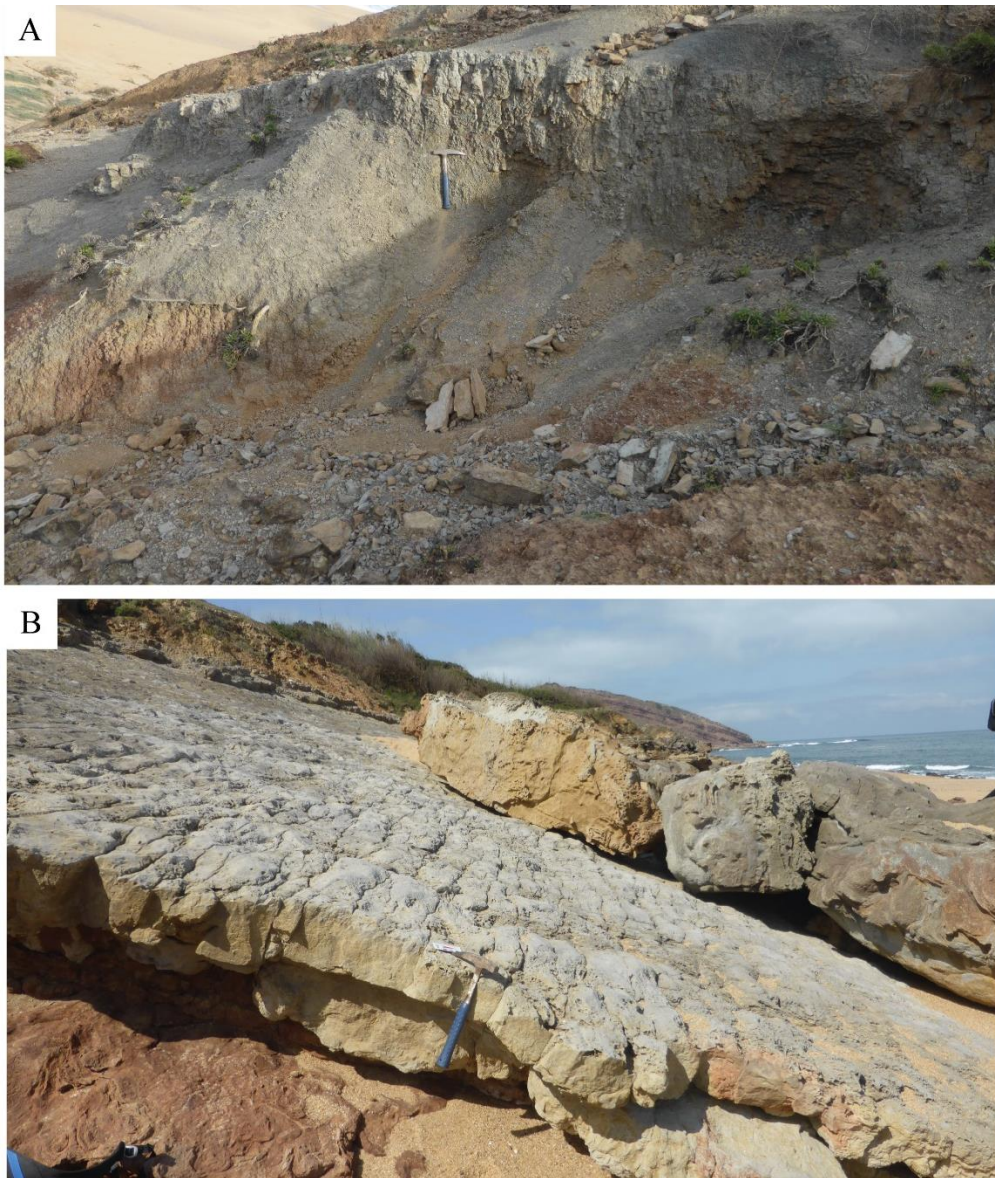


Figura 6.4. Associação de fácies DCP representada pela litofácies Mrg (A) e Wack (B) contínuas lateralmente.

Paleossolos (PAL)

Descrição

A associação de fácies PAL é constituída pela litofácies P (paleossolo). Apresenta cor castanha escura a avermelhada e por vezes concreções carbonatadas e marcas de raízes (Fig. 6.5). A sua geometria externa é lenticular a tabular. Raramente é bioturbado no topo por *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? com índice de bioturbação 1. O contacto inferior é abrupto com as associações de fácies ASIP, LSIP e DCP enquanto o contacto superior é abrupto com ASIP e DCP. Varia entre 30 e 40m de extensão lateral e 10 a 120cm de espessura, muitas das vezes é truncada por corpos areníticos aparecendo por vezes intercalada com os mesmos.

Interpretação

Os PAL são formados através de exposição prolongada aos agentes de meteorização e erosão e consequentemente transformação pedogénica cujas marcas podem ser visíveis pela presença de raízes e com formação de nódulos carbonatados (Retallack, 2001).



Figura 6.5. Associação de fácies PAL de cor castanha escuro a avermelhada com concreções carbonatadas.

7. Resultados Laboratoriais

Neste capítulo são apresentados os resultados dos procedimentos laboratoriais realizados, nomeadamente resultados de calcimetria e de difração de raio-X (associação mineralógica, cristalinidade da ilite e razão I/K).

7.1 Calcimetria

Segundo Pettijohn (1975), uma marga classifica-se como um depósito de argilito contendo entre 35% e 65% de carbonatos. Tendo de base estes valores distinguem-se facilmente os lutitos das margas através da calcimetria. Portanto, este procedimento laboratorial teve o objetivo de quantificar a percentagem de carbonatos nas amostras para identificação de depósitos margosos.

As amostragens realizadas nas litofácies P, Sm e FsD teve como objetivo quantificar o teor de carbonato nestas litofácies.

Entre as 42 amostras analisadas (Tabela 7.1) verifica-se que a quantidade de carbonatos diminui de uma forma muito genérica em direção ao topo da sucessão descrita. A maior percentagem de carbonato ocorre no intervalo entre 19m e 30m. Nos restantes intervalos o valor é sempre inferior a 35% com exceção da amostra C28 localizada aos 4.9m. A amostra C28 equivale à amostra Bio30, que corresponde a um argilito com presença de ostracodos e foraminíferos explicando assim esta elevada percentagem de carbonatos.

Tabela 7.1. Amostras recolhidas para ensaios de calcimetria em diversas litofácies. As litofácies mais amostradas foram a FsM e a P.

Amostras	Litofácies
C2; C3; C13; C17; C18; C24; C25; C27; C28; C29; C30; C31; C36; C40; C41; C42	FsM
C1; C4; C5; C12; C19; C22; C23; C32; C33; C34; C35; C38; C39	P
C6; C7; C8; C9; C10; C11; C20; C21	Mrg
C14; C16	Sm
C15; C37	He
C26	FsD

7.2 Difração de Raio-X

7.2.1 Mineralogia

A associação mineralógica presente nas 26 amostras analisadas (Tabela 7.2) através da difração de raio-X contempla a presença de quartzo, ilite, caulinite e feldspatos (Fig. 7.1). Também está presente clorite, contudo este mineral não tem um registo contínuo ao longo da sucessão e está concentrada preferencialmente abaixo dos 40m (Fig. 9.1).

Tabela 7.2. Amostras recolhidas para difração de Raio-X em diversas litofácies.

Amostras	Litofácies
DRX6; DRX7; DRX8; DRX9; DRX10; DRX11; DRX20; DRX21	Mrg
DRX2; DRX3; DRX13; DRX17; DRX18; DRX24; DRX25	FsM
DRX1; DRX4; DRX5; DRX12; DRX19; DRX22; DRX23	P
DRX14; DRX16	Sm
DRX26	FsD
DRX15	He

X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx1

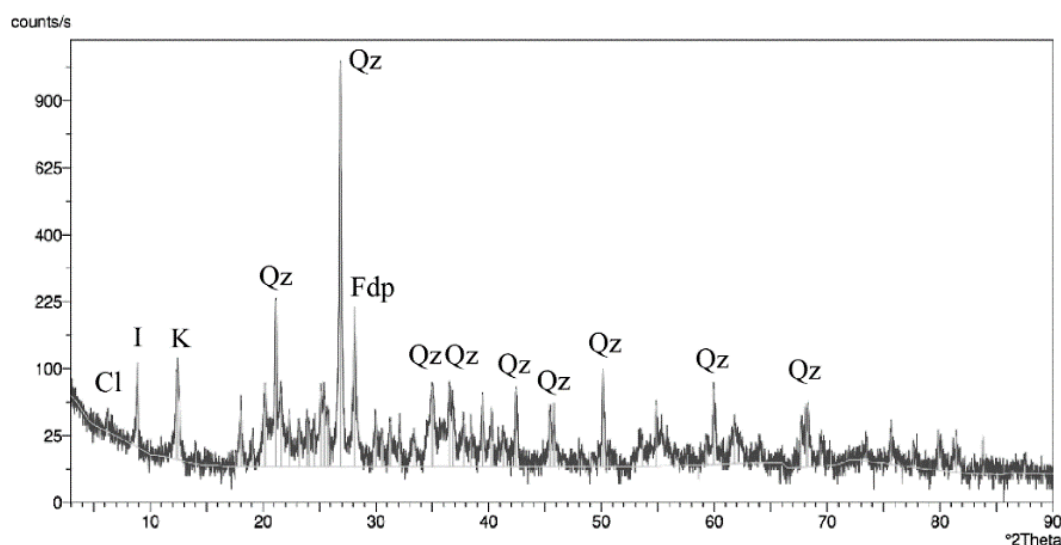


Figura 7.1. Difratograma da amostra DRX1. Foram identificados vários minerais através dos picos representados no difratograma, nomeadamente clorite (Cl), ilite (I), caulinite (K), quartzo (Qz) e feldspato (Fdp).

7.2.2 Cristalinidade da Ilite

O índice da cristalinidade da ilite permite identificar a origem deste mineral. Segundo Segonzac (1969), o índice de cristalinidade da ilite é avaliado a partir da largura de meia altura do pico de reflexão deste mineral. Na proposta de Verdel *et al.* (2012) se a largura for superior a $0.42^{\circ}2\theta$ a ilite reflete grau de cristalinidade no domínio diagenético. Caso contrário a ilite reflete grau de cristalinidade no domínio metamórfico podendo pertencer à anquizona (entre 0.42 e $0.25^{\circ}2\theta$) ou à epizona (abaixo dos $0.25^{\circ}2\theta$) (Fig. 7.2).

Na Fig. 7.2, a área representada a vermelho e a amarelo corresponde ao intervalo onde a ilite reflete grau de cristalinidade no domínio metamórfico na epizona e na anquizona, respetivamente. A epizona corresponde à zona de baixo a muito baixo metamorfismo caracterizado pelas fácies dos xistos verdes. Por outro lado, a anquizona corresponde à zona de muito baixo metamorfismo caracterizado pelas fácies da prenite – pumpleíte (Verdel *et al.*, 2012). A área a verde corresponde ao intervalo no qual a ilite reflete grau de cristalinidade no domínio diagenético.

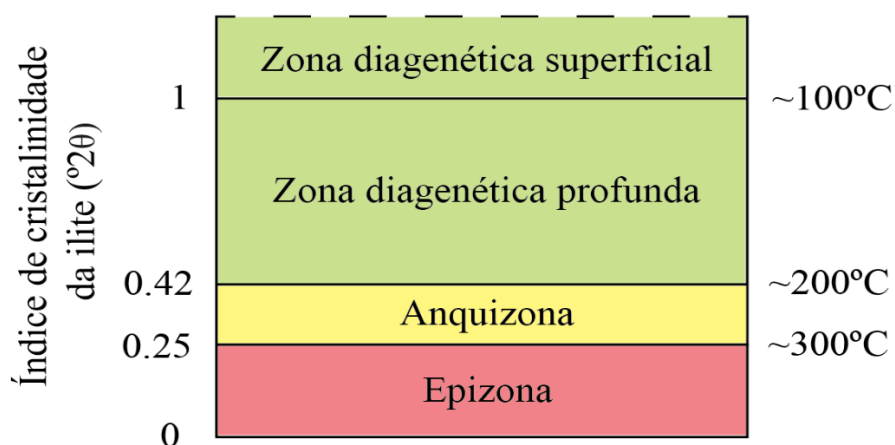


Figura 7.2. Classificação do índice da cristalinidade da ilite mostrando diferentes zonas metamórficas e as temperaturas aproximadas a que se iniciam essas zonas (Traduzido de Verdel *et al.*, 2012).

Verifica-se que todas as amostras apresentam ilite no domínio metamórfico pertencentes ao campo da epizona uma vez que possuem valor inferior a $0.25^{\circ}2\theta$ (Fig. 7.2). A distribuição do valor da cristalinidade da ilite é praticamente constante ao longo de toda a sucessão com algumas variações pontuais mais acentuadas (Fig. 9.1). Estes factos apontam para uma origem metamórfica das ilites, ou seja, as ilites foram herdadas da meteorização e erosão de rochas metamórficas da área fonte não representando assim neoformação e consequente significado climático.

7.2.3 Razão ilite/caulinite (I/K)

O valor da razão I/K foi calculado através dos difratogramas com objetivo de investigar a condição climática associada ao paleoambiente deposicional. Esta razão é calculada através da divisão das áreas dos picos desses minerais no difratograma (correspondente à superfície limitada entre a altura do pico e o comprimento da linha de base). Estas áreas são posteriormente divididas pelos seus poderes refletos, 0.5 e 1 da ilite e caulinite, respetivamente (Eq. 7.1; Eq. 7.2; Eq. 7.3).

(Eq. 7.1)

$$I_{ilite} = \frac{b * h}{0.5}$$

(Eq. 7.2)

$$C_{caulinite} = b * h$$

(Eq. 7.3)

$$I/K = \frac{I_{ilite}}{C_{caulinite}}$$

A razão I/K é válida quando estes minerais são formados a partir da hidrólise de aluminossilicatos devido à meteorização (Boggs, 2014). Por um lado, a caulinite é formada em climas quentes e temperados com humidade acentuada e boa drenagem. Por outro lado, a ilite está associada a climas com reduzida humidade e drenagem (Galopim de Carvalho, 2008). Na sucessão descrita na praia da Gralha todas as ilites são de origem metamórfica. Portanto a razão I/K depende apenas da presença de caulinite. O intervalo entre 18 e 29m é o que apresenta uma maior frequência de valores com I/K menor que 1, ou seja, predomínio de caulinite (Fig. 9.1).

8. Resultados de Radiação Gama total, U, K e Th

O perfil de Radiação Gama total adquirido na sucessão sedimentar da praia da Gralha foi interpretado por Zimmermann *et al.* (2019). Verifica-se que as diversas associações de fácies apresentam variações semelhantes dos valores de Radiação Gama total, impossibilitando o seu reconhecimento diretamente no perfil GR (Fig. 8.1). Como consequência foi impossível relacionar com precisão o aumento de valores de radiação com a presença de sedimentos lutíticos, como sugerido por Emery & Myers (1996).

Valor de Radiação Gama consoante as associações de fácies

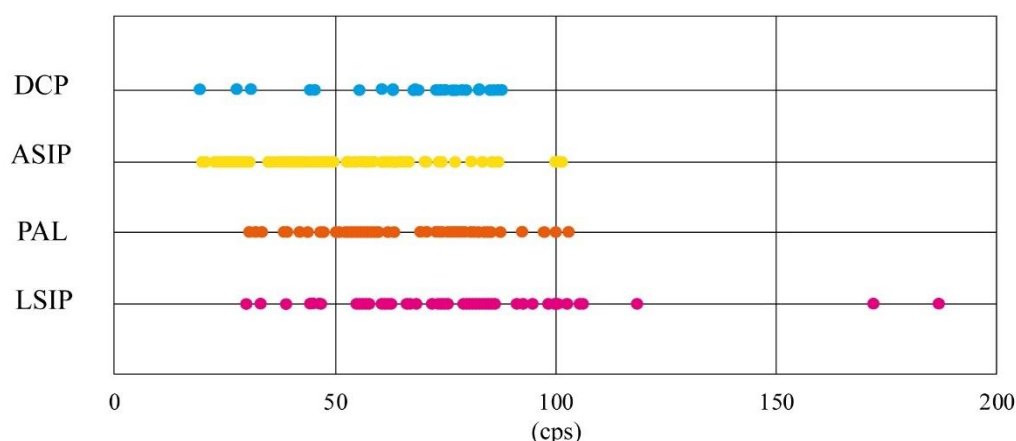


Figura 8.1. Variação dos valores de Radiação Gama consoante as associações de fácies. Verifica-se que os valores são relativamente semelhantes em quase todas as associações de fácies, o que impossibilita o reconhecimento das litologias diretamente a partir do perfil de GR.

O *log trend* geral sugerido apenas pelos dados de Radiação Gama total indica uma tendência regressiva (*funnel*) afetada por transgressões (*Bell*) pontuais (Fig. 8.2). As tendências transgressivas ocorrem apenas no intervalo 28 a 31m e 48 a 57m, o único intervalo de agração (*Cylindrical*) ocorre entre os 40 e os 43m.

No que respeita ao valor de U este é praticamente constante ao longo de toda a sucessão variando entre 0 e 10ppm, e pontualmente atingindo entre 12 e 15ppm. Em relação ao K também ele possui um valor constante ao longo da sucessão, variável entre 0 e 5% ocorrendo apenas um pico aos 29m o qual atinge o valor de cerca de 14%. Finalmente o Th é aquele que apresenta a maior dispersão de valores, estes variam entre 0 e 15ppm com picos localizados acima dos 15ppm (Fig. 8.2).

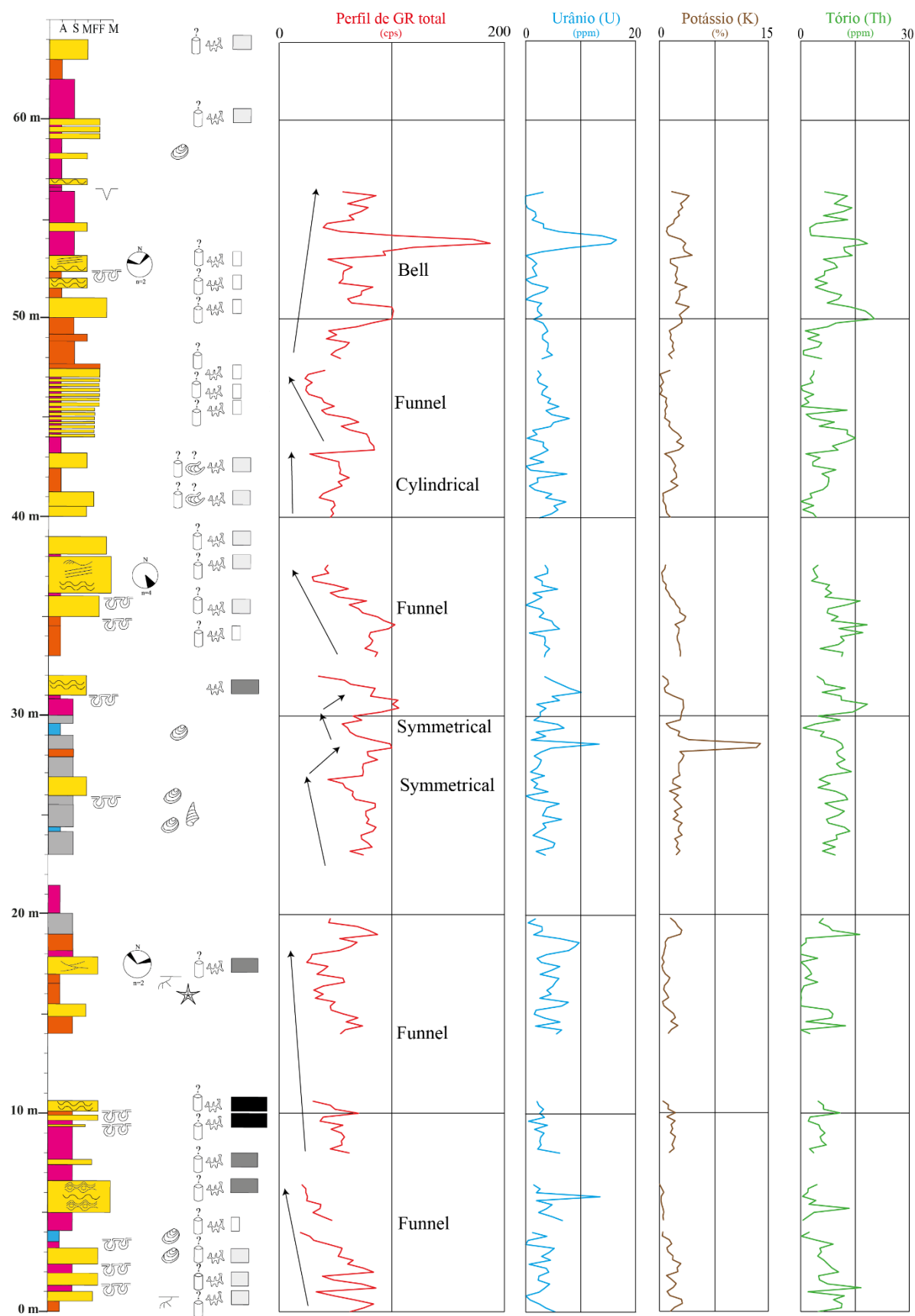


Figura 8.2. Integração dos perfis de Radiação Gama total, U, K e Th com a sucessão vertical descrita na praia da Gralha. As interpretações das tendências de empilhamento foram realizadas segundo Kendall & Pomar (2005).

9. Discussão

Ao longo deste capítulo é realizada uma integração de todos os dados obtidos nesta dissertação (Fig. 9.1). Esta integração possibilitou uma interpretação do paleoambiente deposicional assim como a definição de sequências estratigráficas na sucessão da praia da Gralha. Para além destas interpretações é apresentada uma proposta de integração estratigráfica local da praia da Gralha com o contexto regional proposto por Bernardes (1992).

9.1 Sucessão vertical integrada

A sucessão vertical integrada é descrita da base para o topo, em intervalos de 10 em 10m com algumas lacunas de observação.

Intervalo 0 a 10m

Este intervalo inicia-se com um paleossolo (Fig. 9.1). Sobre este depositaram-se principalmente arenitos, com marcas de carga sobre camadas pouco espessas de lutitos. Aos 3.5m ocorre a única camada de wackestones, seguida de lutitos e uma camada de arenitos com estruturas convolutas e wave ripples. Em relação aos macrofósseis apenas estão presentes bivalves. Este intervalo apresenta a maior abundância de nanofósseis calcários verificada em todo o perfil com a presença de 4 espécies de *Watznaueria* e única ocorrência de foraminíferos em toda a sucessão, localizada entre os 4 e os 5m. Para além disto, é de notar a reduzida quantidade de ostracodos, porém com a única ocorrência de *Fabanella* / *Phraterfabanella* – *Stenestroemia* / *Lutkevichinella*. Os dados petrográficos suportam esta evidência, uma vez que a lâmina P2 (Fig. 4.13) apresenta reduzida quantidade de ostracodos. As carófitas, apenas ocorrem na base do intervalo. Além disto, os índices de bioturbação são os mais elevados, alcançando o valor 4 (única ocorrência em toda a sucessão) aproximadamente aos 10m. Contudo, os únicos icnogéneros identificados são *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*?. O teor em carbonato é relativamente baixo com um valor mais elevado aos 4.9m. É de salientar ainda a abundância de clorite assim como valores I/K sempre superiores a 1.

Intervalo 10 a 20m

Acima dos 14m há um predomínio de paleossolos, seguido de arenitos e ocorrência da primeira margamita aos 19m. As paleocorrentes indicam uma direção de fluxo para NW e NE. Verifica-se uma diminuição abrupta da quantidade de nanofósseis calcários existindo uma menor representação de espécies. A maior abundância e representação de espécies de ostracodos ocorre no topo deste intervalo. As carófitas também apresentam a maior abundância de toda a sucessão no topo deste intervalo. É de salientar a única ocorrência de fragmentos de equinodermes presentes na lâmina P6A aos 15.6m (Fig. 4.14), a qual é uma forte evidência de que o protólito foi depositado num ambiente marinho e posteriormente submetido a pedogénese. Apenas se observa *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*? com IB de 3 associado ao arenito com estratificação cruzada acanalada. Nesta zona os valores de carbonatos são relativamente baixos à exceção de um pico localizado aos 19m materializado pelo depósito margoso. Foi identificada clorite neste intervalo verificando-se também que a razão I/K atinge pela primeira vez valores inferiores a 1.

Intervalo 20 a 30m

No intervalo entre 20m e 30m existe um predomínio quase absoluto de depósitos carbonatados materializados pela presença de margas e wackestones, pontualmente intercalados por arenitos e paleossolos. Corresponde ao intervalo com maior quantidade de bivalves e única ocorrência de gastrópodes em toda a sucessão. Neste intervalo ocorre um ligeiro aumento da quantidade de nanólitos representados por todas as espécies identificadas ao longo da sucessão. Corresponde ao intervalo cuja presença de ostracodos é contínua e elevada, com representação de quase todos os géneros. Este facto é corroborado pela descrição petrográfica da lâmina P24 (Fig. 4.13). A ocorrência de carófitas é mais reduzida que no intervalo anterior, porém mais contínua. Não há qualquer evidência de bioturbação neste intervalo. Os dados de calcimetria corroboram a maior presença de margas. A presença de clorite é pontual, e a maior parte dos valores da razão I/K encontra-se abaixo de 1.

Intervalo 30 a 40m

Entre os 30m e os 40m predominam arenitos seguidos de paleossolos. As quatro medidas de paleocorrentes são todas para SE. Observa-se a diminuição da quantidade de nanofósseis calcários com todas as espécies representadas na base do intervalo. Apenas ocorrem ostracodos na base do intervalo e não foram encontradas carófitas. O índice de bioturbação reduz de 3 para 2 ao longo deste intervalo, com o predomínio de *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*?. Ocorre uma diminuição da percentagem de carbonatos nas amostras analisadas e não foram identificados quaisquer depósitos carbonatados. A identificação de clorite foi pontual e pouco abundante. Apenas uma amostra apresenta valor da razão I/K superior a 1.

Intervalo 40 a 50m

Este intervalo caracteriza-se pela presença da litofácies He e paleossolos seguidos de arenitos e lutitos. Os nanofósseis calcários apenas ocorrem com duas espécies na base do intervalo. O índice de bioturbação reduz de 2 para 1, com predomínio de *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*?. O icnogénero *Rhizocorallium*? apenas está presente na base. O valor de carbonatos presentes nas amostras mantém-se aproximadamente constante, mas sempre abaixo dos 35%. Não foram registadas ocorrências de clorite, e a razão I/K mantém o seu padrão sempre superior a 1.

Intervalo 50 a 64m

Entre os 50m e os 64m ocorrem sobretudo arenitos, lutitos e secundariamente paleossolos. É de destacar a única ocorrência de argilitos com fendas de dessecação em toda a sucessão aos 56.5m. As duas leituras de paleocorrentes indicam direcções para NW e NE. A presença de bivalves é pontual. Regista-se um ligeiro aumento na quantidade de nanofósseis calcários em relação ao intervalo anterior com a presença das quatro espécies identificadas. As carófitas também ocorrem pontualmente. Observa-se uma redução da frequência de bioturbação com índices variando de 1 a 2 e predomínio de *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*?. O teor de carbonatos mantém-se constante e sempre abaixo dos 35%. Não há registo de clorite e a razão I/K mantém-se sempre superior a 1 à exceção de uma diminuição pontual localizada aos 56.5m.



Figura 9.1. Integração de todos os dados de campo e laboratoriais obtidos a partir da sucessão descrita na praia da Gralha. Os números correspondem à identificação da amostragem. Espécies e/ou gêneros de nanofósseis calcários e ostracodos estão indicados nos retângulos e os seus nomes em *italico*. Na sucessão vertical as cores correspondem às litologias. Estão também representadas as abreviações de algumas litofácies de acordo com a sua ocorrência na sucessão vertical

9.2 Paleoambiente deposicional

A predominância de lutitos, paleossolos e margas (grão fino) (razão arenito/argilito = 0.65) sugere que os depósitos foram formados num paleoambiente deposicional de baixa a muito baixa energia com decantação de argilas e siltes. Os arenitos também apresentam tamanho do grão maioritariamente muito fino a fino, com matriz argilosa. Contudo a presença de estruturas sedimentares nomeadamente wave ripples e swaley/hummocky indicam ação de ondas ou de tempestades durante a deposição.

Os arenitos são texturalmente imaturos e composicionalmente maduros, classificados como sub-arcosos (Q_{80} , F_{15} e L_5), com variações pouco significativas entre as amostras. A sua mineralogia é compatível com a proveniência dos sedimentos do *horst* das Berlengas (Guéry *et al.*, 1986) ou do maciço Ibérico (Martínez *et al.*, 2019). O baixo rolamento dos grãos indica transporte ou retrabalhamento pouco significativo. Ainda que a atuação de ondas tenha ocorrido, esta poderá ter auxiliado na granularidade com o predomínio de grãos muito finos e finos, não tendo por isso sido efetiva para arredondar os mesmos. O contacto entre grãos é principalmente pontual e longo mostrando baixo empacotamento, o que significa que esta rocha foi submetida a baixas profundidades de soterramento.

A presença de feldspatos e minerais instáveis inalterados e a pouca abundância de caulinite também indicam que os sedimentos sofreram reduzida meteorização durante o transporte até ao local onde se depositaram. Os arenitos são texturalmente imaturos provavelmente porque os processos sedimentares não foram eficazes para segregar a argila da areia. Esta situação acontece quando a deposição se processa de forma rápida. As marcas de carga na base dos arenitos reforçam a deposição relativamente rápida num substrato argiloso. Tendo como base estas evidências provavelmente a área fonte estava situada próxima do local de deposição e a deposição dos arenitos foi rápida.

A associação mineralógica identificada pelo DRX (ilite, caulinite, quartzo, feldspatos e clorite) indica fonte continental. A partir do índice de cristalinidade da ilite conclui-se que todas as amostras analisadas possuem ilite de origem metamórfica (campo da epizona), e, portanto, detríticas inclusive as que compõem a matriz dos arenitos. Este mineral teria sido herdado de rochas metamórficas que estiveram sujeitas a temperaturas superiores a 300°C. Portanto, assumindo um gradiente geotérmico regional de 35°C/km, já teriam estado pelo menos a uma profundidade de 7 a 8km o que não é razoável para a paleopropriedade desta sucessão sedimentar Jurássica (Kullberg, 2000). Fica assim descartada a ideia destas ilites serem neoformadas (a partir da meteorização química de feldspatos).

As condições paleoambientais inferidas a partir do valor da razão I/K sugerem condições de clima quente com humidade moderada. A escassez relativa de caulinite, ou a abundância de ilite, apontaria em princípio para condições de alguma aridez. No entanto, tal aspeto deverá ser atribuído ao facto de as ilites serem herdadas de rochas metamórficas. A existência de sazonalidade climática foi também proposta por Mateus *et al.* (2013), que sugeriram um clima quente e semi-árido sujeito a alterações durante o Jurássico superior na Bacia Lusitânica.

A ocorrência de nanofósseis nomeadamente *Watznaueria* spp., *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria britannica* e *Watznaueria manivitiae* apontam para condições paleoambientais de águas quentes de ambiente marinho raso geralmente oligotrófico. A presença pontual de foraminíferos e fragmentos de equinodermes corroboram esta interpretação. A associação dos icnogéneros *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*? e *Rhizocorallium*? remete para a interpretação da icnofácies Skolithos ou Cruziana, associadas a um contexto deposicional marinho raso e a uma zona sub-litoral, respetivamente. Além disso, a frequente presença de *Thalassinoides* reforçam a interpretação de um substrato semi-consolidado durante a deposição (MacEachern *et al.*, 2010). Os ostracodos e carófitas

encontrados habitavam em ambientes de baixa salinidade (água doce a salobra). Um local compatível com o ambiente de vida destes organismos seria uma área costeira pantanosa próxima do ambiente marinho. Portanto, é muito provável que os ostracodos e carófitas tenham sido transportados deste local e depositados em conjunto com os sedimentos.

Todas as evidências acima referidas sugerem que o paleoambiente deposicional para a sucessão estudada na praia da Gralha era marinho raso do tipo laguna aberta com baixo pendor, preferencialmente argiloso e com baixa energia de ondas, oligotrófico, e provavelmente próximo de uma região costeira pantanosa. O local da deposição estava relativamente próximo da área fonte e sujeito a frequentes flutuações métricas do nível relativo do mar, intercalando períodos de deposição com períodos de exposição sub-aérea em condições paleoclimáticas quentes e com algum contraste sazonal justificando assim a presença de um substrato de baixo pendor. Durante a deposição no domínio mais carbonatado (zona inferior da sucessão estudada), provavelmente a água do mar era mais translúcida, com menos sedimentos finos em suspensão, proporcionando condições adequadas para a deposição das margas e wackestones. Por outro lado, durante a deposição no domínio mais siliciclástico (zona superior da sucessão estudada) o aumento do aporte de material terrígeno provavelmente tornou a água do mar mais rica em sedimentos finos em suspensão favorecendo a deposição do lutitos e arenitos. A imaturidade textural dos arenitos sugere que os mesmos foram depositados por fluxos rápidos que não segregaram areia da lama, posteriormente pouco retrabalhados por ondas.

As associações de fácies ASIP e LSIP apresentam as características dos depósitos de shoreface inferior e da plataforma interna em toda a sucessão descrita na Praia da Gralha. Ou seja, intercalação de arenitos de grão fino, wave ripples, estratificação swaley/ hummocky, laminação horizontal/baixo ângulo com lutitos e icnofácies Skolitos ou Cruziana. Por exemplo, na sequência F verifica-se a sucessão típica deste intervalo, com lutitos na base contendo nanofósseis calcários, seguido de heterolito que correspondem aos depósitos da transição plataforma interna e o shoreface inferior (Fig. 9.5). Porém, os paleossolos que ocorrem no topo desta sequência impossibilitam o reconhecimento de icnofácies que remetam a identificação precisa da zona onde o protólito (provável lutito bioturbado) foi depositado.

Um análogo atual do paleoambiente da sucessão descrita neste trabalho está localizado na costa da Papua, o qual apresenta uma laguna aberta com baixo pendor associada a áreas costeiras pantanosas. O local do paleoambiente deposicional corresponderia, em termos à área delimitada pela região a branco localizada entre o shoreface inferior e a plataforma interna (Fig. 9.2). Na zona continental está presente uma elevação tectónica de direção aproximada E-W que é a área fonte de sedimentos. Extrapolando para o Jurássico Superior esta elevação tectónica corresponderia ao *horst* das Berlengas (Fig. 9.3).



Figura 9.2. Costa da Papua como uma proposta de um análogo atual do paleoambiente deposicional interpretado para a sucessão descrita na praia da Gralha. O local do paleoambiente deposicional estaria localizada na área delimitada pela elipse branca.

Com base na reconstituição paleográfica do Jurássico Superior proposta por Mateus *et al.* (2013) a sucessão sedimentar da praia da Gralha estaria localizada na zona realçada nas áreas a branco (Fig. 9.3). Esta reconstituição apresenta o *horst* das Berlengas como área fonte tal como proposto por Guéry *et al.* (1986).

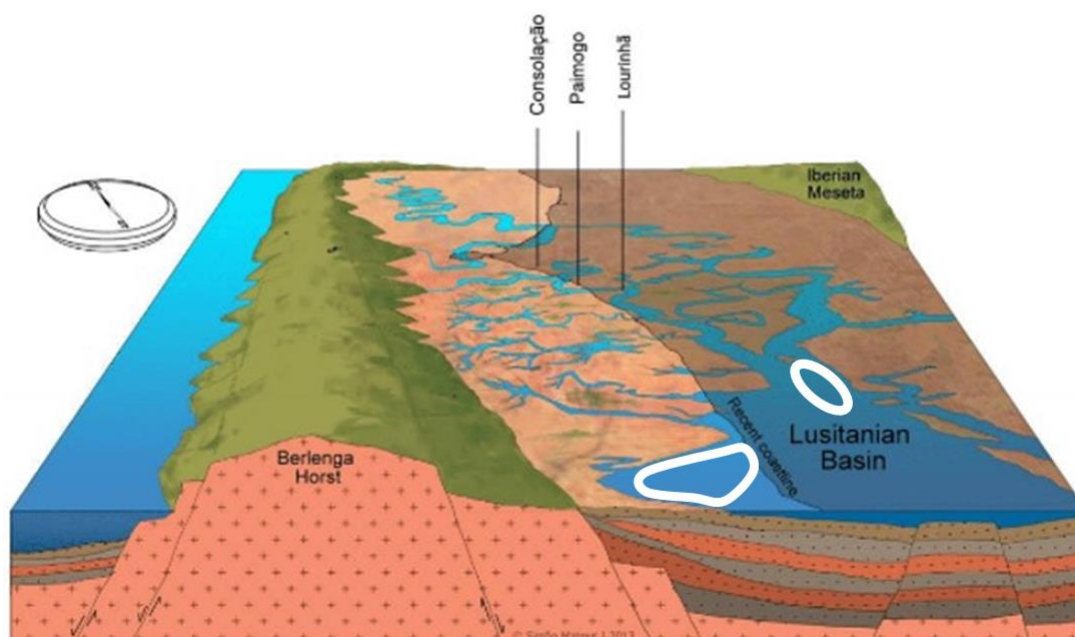


Figura 9.3. Reconstituição paleográfica do Jurássico Superior na Bacia Lusitânica (Mateus *et al.*, 2013). As áreas delimitadas a branco indicam o local do paleoambiente deposicional para a sucessão descrita na praia da Gralha.

9.3 Estratigrafia Sequencial

As seqüências estratigráficas podem ser classificadas em seqüências deposicionais, genéticas e T-R (Catuneanu, 2006). As seqüências deposicionais são limitadas no topo e na base pela discordância sub-aérea (*subaerial unconformity*, SU) ou pela conformidade correlativa. As seqüências genéticas (Galloway, 1989) são limitadas pelas superfícies máximas de inundação (*Maximum Flooding Surface*, MFS). Finalmente as seqüências T-R (Embry & Johannessen, 1992) são delimitadas por superfícies estratigráficas compostas que incluem discordâncias sub-aéreas nas margens de uma bacia e superfícies máximas de regressão (*Maximum Regressive Surface*, MRS) nas regiões marinhas.

Segundo Catuneanu (2006), uma seqüência estratigráfica é composta pelo cortejo de sistemas transgressivo TST (*Transgressive System Tract*) e regressivo RST (*Regressive System Tract*). O TST é limitado na base pela MRS e no topo pela MFS e forma-se quando as taxas de subida do nível de base superam as taxas de sedimentação. O TST termina quando a transgressão atinge o seu máximo materializado pela MFS. A MFS marca a mudança do padrão de sedimentação transgressivo, abaixo, para regressão normal, acima. A regressão normal ocorre quando as taxas de sedimentação superam as taxas de subida do nível de base. Portanto, após o TST inicia-se o HST (*Highstand System Tract*) caracterizando a regressão normal do nível de mar alto. O HST termina quando o nível de base atinge o seu ponto máximo. A partir deste ponto ocorre a descida do nível de base iniciando-se a regressão forçada correspondendo ao FSST (*Falling-Stage Systems Tract*). Durante o FSST forma-se a discordância sub-aérea na zona exposta aos processos meteóricos. O FSST termina quando o nível de base atinge o seu ponto mínimo. A partir deste ponto o nível de base volta a subir, com taxas de subida inferiores à da sedimentação e caracterizando a regressão normal do nível de mar baixo correspondendo ao LST (*Lowstand System Tract*). O LST culmina com a superfície de regressão máxima MRS (Fig. 9.4).

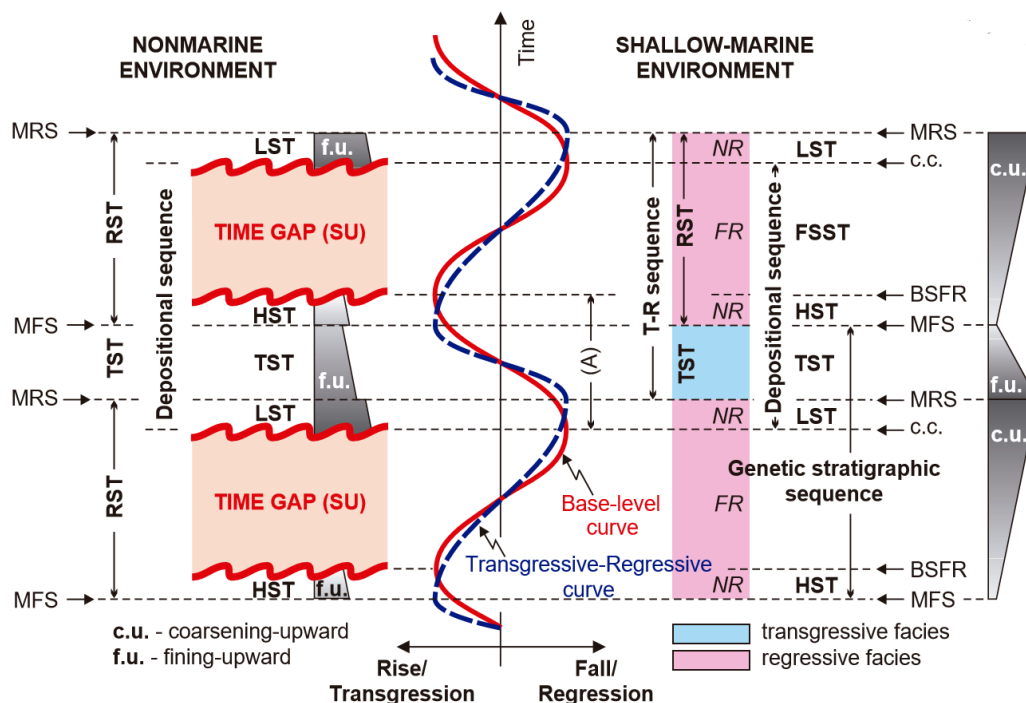


Figura 9.4. Seqüências, cortejos de sistemas e superfícies estratigráficas definidas em relação ao nível de base, bem como as curvas regressivas e transgressivas. Abreviações: SU – discordância sub-aérea, c.c – conformidade correlativa, BSFR – superfície basal da regressão forçada, MRS – superfície máxima de regressão, MFS – superfície máxima de inundação, NR – regressão normal, FR – regressão forçada, LST – cortejo de sistemas de baixo nível, TST – cortejo de sistemas transgressivo, HST – cortejo de sistemas de alto nível, FSST – cortejo de sistemas de queda, RST – cortejo de sistemas regressivos (retirado de Catuneanu, 2006).

Aquando da caracterização da estratigrafia sequencial muitas das vezes é preferível apenas a denominação do RST devido à dificuldade de identificação das superfícies que limitam cada um dos cortejos de sistemas regressivos. Portanto o RST inclui todos os estratos acumulados durante a regressão normal e forçada, sendo limitado na base pela MFS e no topo pela MRS (nas zonas marinhas) e pela SU (nas zonas não-marinhas). Muitas vezes o FSST pode não estar preservado e a regressão forçada ser representada pela discordância sub-aérea (Catuneanu, 2006).

Na sucessão descrita na praia da Gralha foram identificadas sequências deposicionais e T-R de alta, média e baixa frequência (Fig. 9.5). Estas sequências são limitadas por discordâncias sub-aéreas localizadas no topo dos paleossolos ou no topo dos argilitos com fendas de dessecação. A SU é uma superfície de erosão ou não deposição habitualmente gerada por processos sub-aéreos durante a queda do nível de base (Catuneanu, 2006). Por outro lado, a MFS foi interpretada aproximadamente a meio da espessura dos wackestones. Portanto a sua presença no topo de uma sucessão composta por fácies mais proximais indica o final do cortejo de sistemas transgressivo.

Em toda a sucessão sedimentar foram identificadas as SU's 1 a 9, as quais limitam as sequências de alta frequência denominadas de A a H. Os estratos localizados abaixo da SU1 não estão acessíveis para estudo. As MFS's de alta frequência foram apenas reconhecidas nas sequências A, C e D, as únicas sequências de alta frequência que contêm o TST e o HST. Portanto são caracterizadas como sequências deposicionais. A parte inferior da sequência B está coberta com vegetação e depósitos de taludes recentes o que impossibilitou a sua descrição completa. As sequências E e H contêm apenas o RST, portanto, são consideradas como sequências T-R. O conjunto das sequências A a H implica que ocorreram flutuações de alta frequência do nível relativo do mar e na sedimentação. Tais variações promovem a intercalação de períodos de deposição com períodos de exposição sub-aérea. Esta situação é particularmente recorrente em contextos deposicionais marinhos rasos de baixo pendior. A frequente exposição sub-aérea, a consequente meteorização e a pedogénese explicam a ocorrência dos diversos intervalos de lutitos oxidados, de paleossolos, a dissolução do conteúdo carbonatado, a ausência de bioturbação, assim como a redução da quantidade de clorite. Com base nos padrões transgressivos e regressivos na alta frequência é apresentado um esquema da migração da linha de costa ao longo do tempo relativo às sequências A a H (Fig. 9.6).

As sequências A a H estão agrupadas numa única sequência de média frequência composta por um TST, na base, e um HST no topo. A MFS4 marca o limite entre estes dois cortejos de sistemas. Abaixo desta o empilhamento dos TST's de alta frequência determinam a tendência transgressiva na média frequência. Por outro lado, acima da MFS4 os empilhamentos verticais dos RST's de alta frequência compõem a tendência regressiva de média frequência. Desta forma, a MFS4, separa dois domínios distintos: um mais carbonatado e outro mais siliciclástico. O domínio mais carbonatado localiza-se abaixo da MFS4, com a presença da associação de fácies DCP, além da maior abundância da associação de fácies LSIP. Para além destas associações de fácies, neste intervalo também a razão arenito/argilito é mais baixa, há maior abundância de ostracodos, foraminíferos e nanofósseis calcários, macrofósseis, fragmentos de equinodermes, icnofósseis, clorite e caulinite neoformada. O domínio mais siliciclástico localiza-se acima da MFS4, com predomínio da ocorrência das associações de fácies PAL, ASIP e LSIP avermelhados com presença de fendas de dessecação no topo da sucessão. Para além destas associações de fácies observa-se também o incremento na razão arenito/argilito e, portanto, uma indicação de incremento no fornecimento de sedimento arenoso coerente com a regressão. De igual modo verifica-se a redução significativa da quantidade de todos os micro e macrofósseis, icnofósseis, clorite e caulinite neoformada.

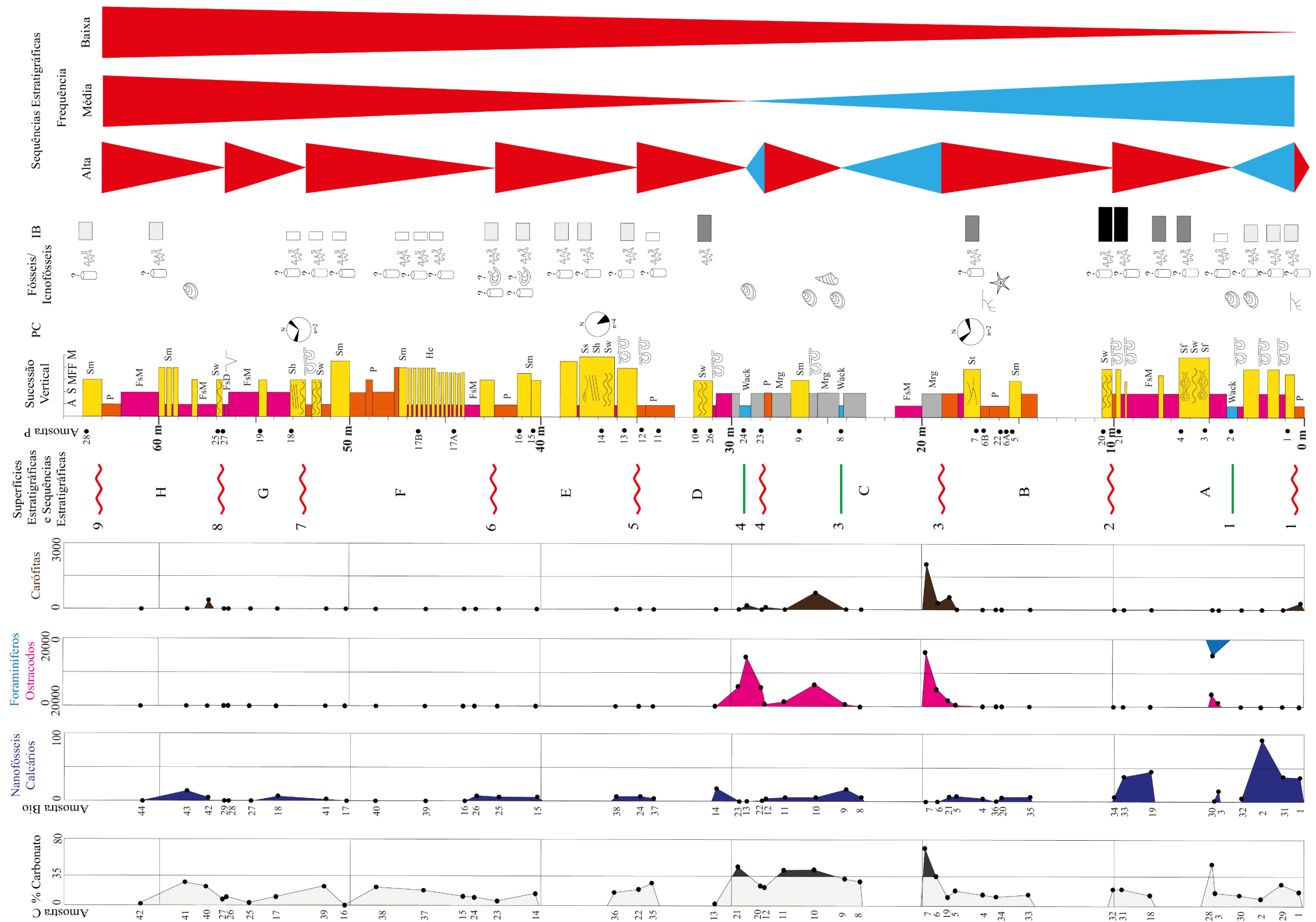


Figura 9.5. Identificação das superfícies e sequências estratigráficas de alta, média e baixa frequência a partir da sucessão vertical integrada com os resultados de nanofósseis calcários, foraminíferos, ostracodos, carófitas e calcimetria.

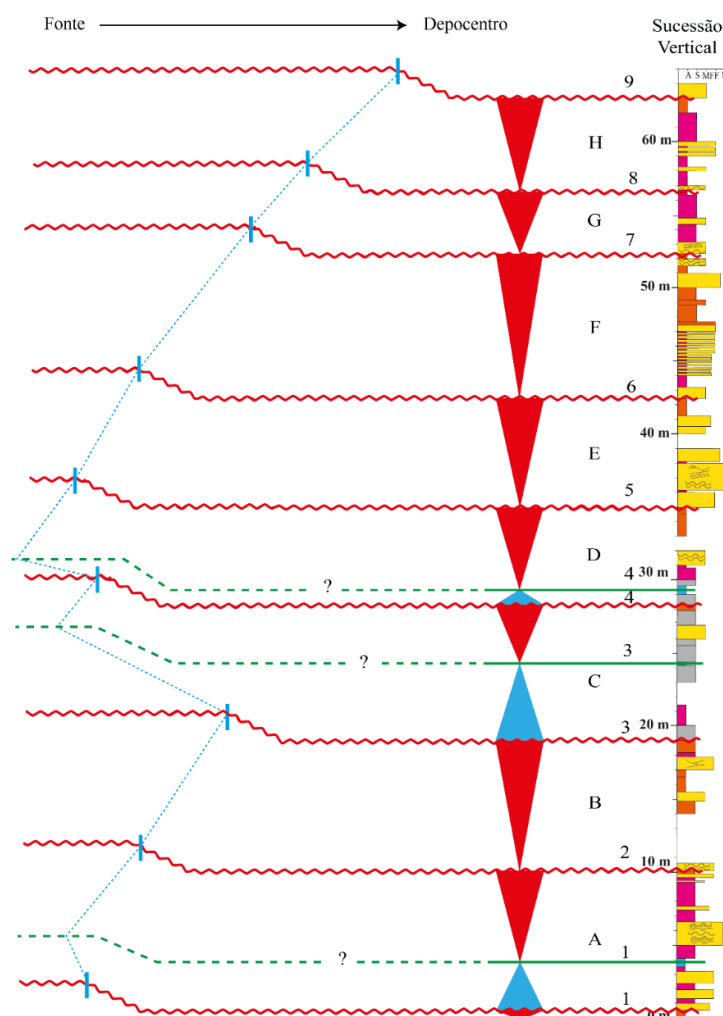


Figura 9.6. Variação esquemática da posição da linha de costa ao longo do tempo (linha azul), consoante os ciclos T-R identificados na Praia da Gralha. Verifica-se uma tendência geral regressiva pontualmente influenciada por transgressões associadas à MFS.

Com base nestas evidências conclui-se que as condições iniciais compatíveis com a precipitação bioquímica de carbonatos mudaram ao longo do tempo. Por outras palavras, que o ambiente deposicional foi alterado de um ambiente mais carbonatado para um ambiente mais siliciclástico. O predomínio generalizado da tendência regressiva é por fim registado com o RST de baixa frequência. A tendência para o topo de um padrão de empilhamento regressivo de baixa frequência é demonstrada pelo aumento da quantidade de ciclos regressivos na alta frequência em direção ao topo. Esta tendência geral é assim definida pela gradual e maior concentração de paleossolos, lutitos avermelhados e fendas de dessecação com simultaneamente redução das associações de fácies DCP em direção ao topo da sucessão. Esta interpretação da tendência geral regressiva está de acordo com Bernardes (1992).

É importante salientar que o perfil de GR não contribuiu para a análise da evolução estratigráfica acima apresentada, pelo facto de que o perfil de GR não discriminou litologias na sucessão descrita, (Fig. 8.1). Apesar da tentativa metodológica de identificação de tendências transgressivas, agradacionais e regressivas realizada por Zimmermann *et al.* (2019) com recurso ao perfil GR, as tendências identificadas não são correlacionadas com a análise estratigráfica sequencial aqui apresentada (Fig. 9.7), não existindo assim coincidência entre ambas as interpretações.

Os dados disponíveis são suficientes para concluir que pelo menos parte das associações de fácies ASIP intercaladas por LSIP foram originalmente depósitos distais de regressão normal (HST) nas

seqüências A, C e D (Fig. 9.7). Nas restantes seqüências não é possível concluir se ocorreu regressão forçada, regressão normal, ou uma combinação entre elas. Apesar do contacto inferior abrupto das associações de fácies ASIP com as associações de fácies sobrepostas, a falta de evidências de erosão impossibilita a identificação da superfície de erosão por ondas. Contudo, a presença frequente de estruturas sedimentares formadas pela atuação de ondas permite afirmar que os depósitos originais foram retrabalhados e isolados por lutitos na plataforma.

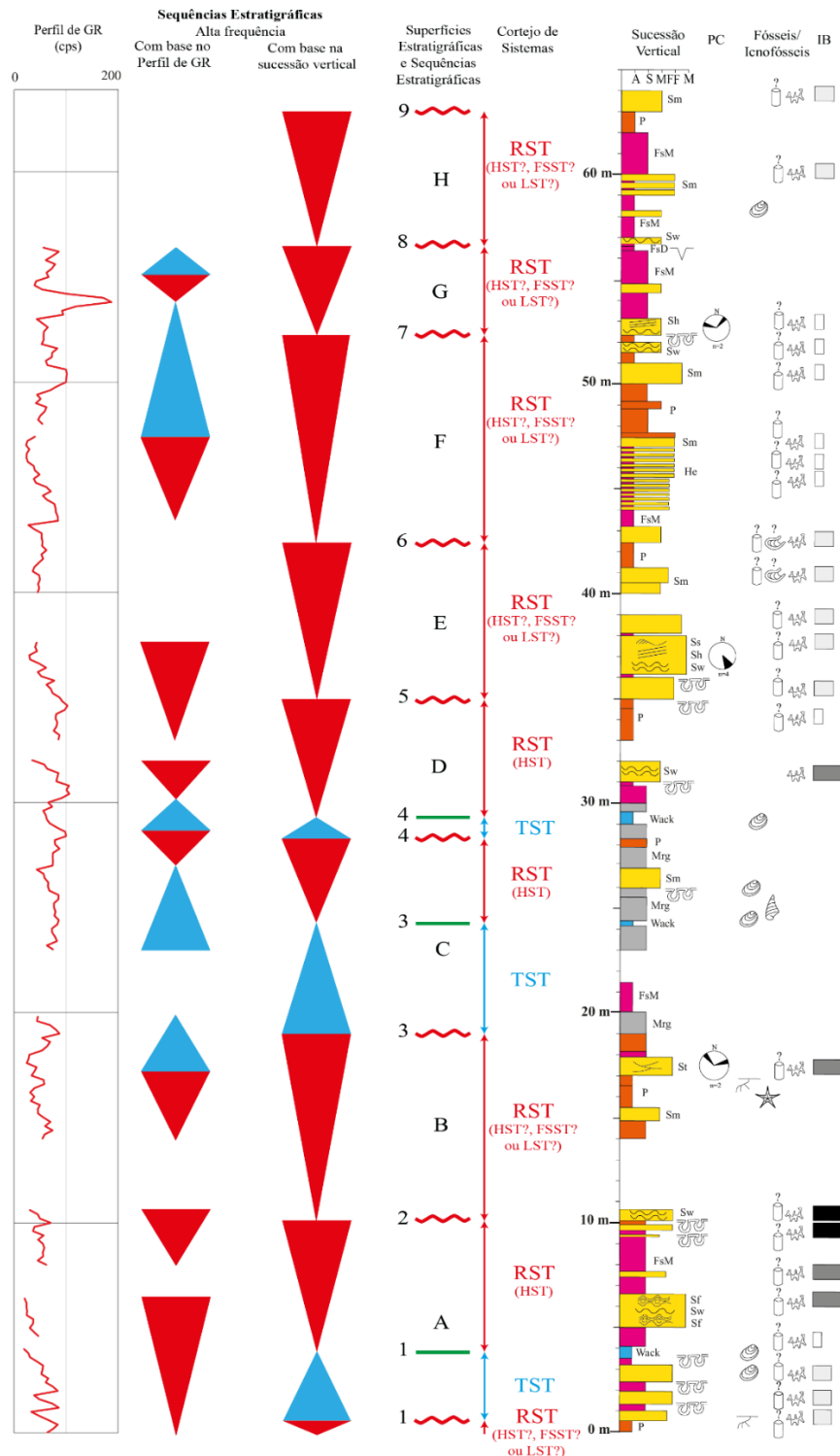


Figura 9.7. Comparação das seqüências estratigráficas de alta frequência com base na análise da sucessão vertical e com base na análise do perfil de GR total. Verifica-se que as seqüências interpretadas através dos *log trends* do GR não coincidem com as seqüências interpretadas a partir da análise da sucessão vertical.

9.4 Integração Regional

De forma a integrar a sucessão descrita na praia da Gralha num contexto regional foi utilizada a sucessão vertical descrita por Bernardes (1992), que contemplou 600m de sucessão sedimentar que aflora desde São Martinho do Porto até à praia dos Salgados. No trabalho desta autora foram identificadas as litologias, estruturas sedimentares, tipos de bioturbação, macrofósseis, direções de paleocorrentes e também uma interpretação dos ciclos T-R. Contudo, e por forma a comparar a sucessão descrita neste trabalho com a descrita por Bernardes (1992), foram utilizados os mesmos critérios aqui definidos para identificar as superfícies e sequências estratigráficas e os ciclos T-R's. É importante salientar que foi apenas analisada a sucessão vertical publicada por Bernardes (1992) e procurou-se identificar as principais superfícies estratigráficas com base nas descrições das fácies pela autora. Assim, as SU's estão materializadas nos topos dos paleossolos ou argilitos com fendas de dessecação e as MFS's geralmente nas rochas carbonatadas cuja presença corresponde ao topo de uma sucessão composta por fácies mais proximais. O resultado desta abordagem é apresentado na Fig. 9.8 e discutido nos parágrafos seguintes.

O início da descrição feita em São Martinho do Porto aos 30m é materializado pela presença de um ciclo transgressivo na alta e na média frequência. Entre os 35 e os 85m existe um predomínio de ciclos regressivos na alta frequência ocorrendo apenas uma pequena transgressão aos aproximadamente 55m com presença de um wackestone. Na média frequência, foi definido apenas um ciclo regressivo ao longo destes 50m. Entre os 85 e os 115m existe um maior predomínio de rochas carbonatadas com presença pontual de paleossolos refletindo-se na presença de uma tendência transgressiva na alta e na média frequência neste intervalo. Entre os 115 e 200m ocorre um domínio absoluto de ciclos regressivos, que correspondem a dois ciclos na média frequência. A descrição correspondente aos depósitos localizados na praia da Gralha nesta dissertação está localizada entre os 200m e os 300m na sucessão de Bernardes (1992). Em ambas se verifica uma correlação entre as superfícies estratigráficas de alta e média frequência. A única diferença consiste na identificação da MFS4: aparentemente esta não foi identificada por Bernardes (1992). Entre os 300m e os 350m a sucessão não foi descrita possivelmente devido à inacessibilidade do afloramento.

A partir dos 350m e até aos aproximadamente 600m a descrição foi realizada no final da praia da Gralha até à praia dos Salgados. Entre os 350m e os 400m observa-se uma tendência regressiva bem marcada na alta e na média frequência. Entre os 400m e os 450m existe ainda domínio de ciclos regressivos, contudo a presença de ciclos transgressivos começa a ser mais notória na alta frequência. Entre os 440 e 600m há predomínio de ciclos transgressivos de alta frequência, com a presença de depósitos carbonatados, sobretudo wackestones, barras oncolíticas, grainstones e mudstones. Estes ciclos transgressivos são pontualmente intercalados por pequenos ciclos regressivos. Na média frequência, as tendências de alta frequência foram agrupadas em dois ciclos transgressivos entre os 440m e os 535m passando a um ciclo regressivo até aos 600m.

Na baixa frequência foram identificados três ciclos regressivos ao longo da sucessão descrita por Bernardes (1992). O primeiro termina aos 160m, no topo de um intervalo com quase 100m de espessura composto por arenitos oxidados, abundantes paleossolos e depósitos argilosos. O segundo culmina no topo do argilito com fendas de dessecação equivalente ao identificado na sucessão descrita neste trabalho. E finalmente, o último ciclo regressivo termina aos 440m, onde acontece a mudança do empilhamento de litofácies siliciclásticas para litofácies carbonatadas. Acima dos 440m foi definido um único ciclo transgressivo de baixa frequência até ao final da sucessão. Também no perfil de Bernardes (1992) não foi possível identificar as divisões do cortejo dentro do RST. Igualmente, a regressão forçada está materializada na discordância sub-aérea.

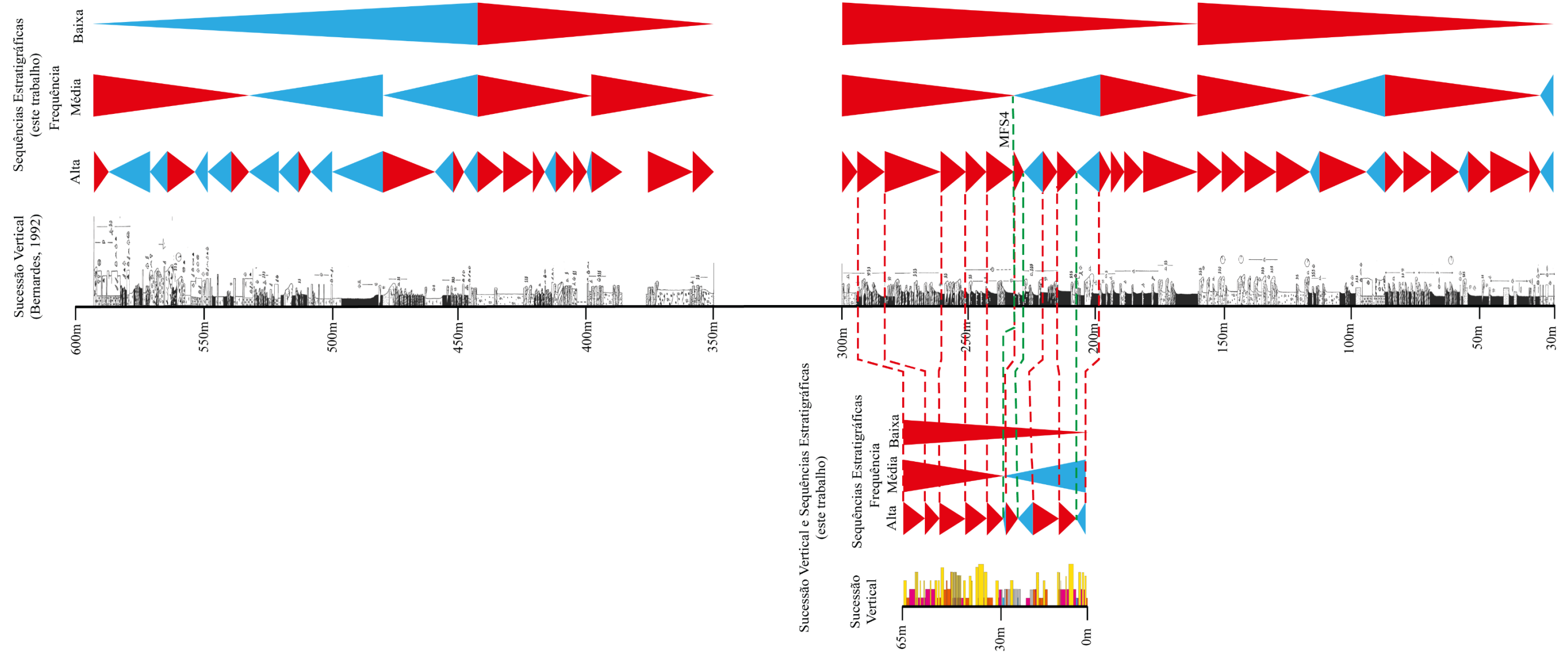


Figura 9.8. Integração da sucessão vertical descrita na praia da Gralha com o contexto regional baseado na sucessão vertical de Bernardes (1992).

10. Conclusões e Recomendações

10.1 Conclusões

Neste trabalho foram descritas e fotografadas todas as litofácies presentes no afloramento da praia da Gralha. Foram identificadas 10 litofácies siliciclásticas e 2 litofácies carbonatadas que foram posteriormente agrupadas em 4 associações de fácies (ASIP, LSIP, DCP e PAL). A soma da espessura dos lutitos, paleossolos e margas prevalece em relação à dos arenitos. Deste modo a razão arenito/argilito é 0.65.

A petrografia das rochas siliciclásticas permitiu classificar os arenitos como sub-arcoses (Q_{80} , F_{15} , L_5), mineralogicamente maduros, mas texturalmente imaturos. A associação mineralógica presente indica que a área fonte é o *horst* das Berlengas ou o maciço Ibérico. Este facto é corroborado pela presença de ilites detríticas herdadas cuja cristalinidade está inserida no domínio metamórfico.

Outro aspeto importante desenvolvido neste trabalho foi a identificação e classificação de microfósseis e icnofácies. A abundância de nanofósseis calcários é maior na base da sucessão diminuindo progressivamente em direção ao topo, tendo sido identificadas 4 espécies de *Watznaueria*. Os foraminíferos bentónicos e fragmentos de equinodermes apresentam uma ocorrência pontual na base do intervalo descrito. Os ostracodos têm uma ocorrência preferencial na zona intermédia da sucessão com a identificação de 9 géneros e espécies. As carófitas seguem distribuição semelhante à dos ostracodos. Os icnogéneros *Thalassinoides*, *Rhizocorallium?* e *Ophiomorpha?* ocorrem preferencialmente no topo dos arenitos associados às icnofácies Skolithos ou Cruziana, em contexto deposicional marinho raso (MacEachern *et al.*, 2010). A razão I/K sugere episódios de variação climática quente, em geral húmido e com episódios de alguma aridez.

Foram identificadas 8 sequências de alta frequência (sequências A a H) limitadas por discordâncias sub-aéreas. As discordâncias sub-aéreas estão localizadas nos topos dos paleossolos ou nos argilitos com fendas de dessecação. A superfície máxima de inundação está localizada nos wackestones, cuja presença corresponde ao topo de uma sucessão composta por fácies mais proximais. As sequências A, C e D são deposicionais enquanto as restantes são T-R. O perfil de Radiação Gama total não definiu as litologias nem os padrões de empilhamento. Devido a isto, as sequências interpretadas através dos *log trends* do GR não coincidem com as sequências interpretadas a partir da análise da sucessão vertical.

Na média frequência a sucessão descrita na praia da Gralha corresponde a uma sequência deposicional com cortejo de sistemas transgressivo e regressivo separados pela MFS4. A MFS4 localizada aos 29.3m separa um domínio mais carbonatado na parte inferior da sucessão de um mais siliciclástico na parte superior. Acima desta superfície verifica-se uma redução drástica da abundância de microfósseis, macrofósseis, carbonatos e de bioturbação provavelmente devido à combinação de processos de meteorização e pedogenéticos.

Verifica-se uma correlação das sequências identificadas neste trabalho com as sequências propostas com base na sucessão vertical de Bernardes (1992). A sucessão descrita nesta dissertação está inserida regionalmente num ciclo regressivo de baixa frequência, conforme sugerido pela autora.

Todas as evidências obtidas neste trabalho sugerem que o paleoambiente deposicional para a sucessão estudada na praia da Gralha era marinho raso do tipo laguna aberta com baixo pendor, preferencialmente argiloso e com baixa energia de ondas, oligotrófico, e provavelmente próximo de uma região costeira pantanosa. O local da deposição estava relativamente próximo da área fonte e sujeito a frequentes flutuações do nível relativo do mar, intercalando períodos de deposição com períodos de exposição sub-aérea justificando assim o substrato de baixo pendor, em condições paleoclimáticas quentes geralmente húmidas intercaladas com alguma aridez.

Por fim esta dissertação apresenta uma integração inédita de diversos métodos suportados com uma descrição pormenorizada do afloramento. Esta integração possibilitou novas interpretações mais robustas em relação à caracterização do paleoambiente deposicional e à interpretação estratigráfica de uma sucessão Jurássica na Bacia Lusitânica.

10.2 Recomendações

Em primeiro lugar, recomenda-se a utilização desta metodologia com base na integração de vários métodos laboratoriais aliado a uma descrição detalhada de litofácies no afloramento em outros estudos sedimentares e estratigráficos.

Para o avanço do estudo e caracterização mais aprimorada da sucessão sedimentar na praia da Gralha recomenda-se:

- I. Análise de palinofácies, uma vez que serão fornecidas ainda mais informações que poderão ser fundamentais para a caracterização mais detalhada do paleoambiente deposicional e da estratigrafia sequencial;
- II. A datação mais aprimorada desta sucessão sedimentar a partir do estudo dos microfósseis inclusive palinóforos;
- III. Análise dos valores das razões de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ nas conchas dos ostracodos (Rodrigues & Fauth, 2013) bivalves e gastrópodes (Yin *et al.*, 1995) para verificar a salinidade e temperatura da água do mar no paleoambiente deposicional;
- IV. Classificação mais detalhada dos paleossolos porque eles podem fornecer evidências importantes para a reconstituição das condições sin-sedimentares durante a acumulação dos cortejos de sistemas ou sobre o significado temporal de hiatos estratigráficos associados a discordâncias;
- V. Maior abundância de medidas de paleocorrentes nas litologias depositadas em contexto continental. A análise de paleocorrentes é fundamental para auxiliar na localização da área fonte de sedimentos na região estudada;
- VI. Integrar dados de poços e linhas sísmicas por forma a correlacionar com o intervalo estudado nesta dissertação;
- VII. A não utilização direta do GR para análise estratigráfica e sedimentológica uma vez que este não discriminou litologias nesta sucessão sedimentar.

11. Referências Bibliográficas

- Adams, J. A., & Weaver, C. E. (1958) – Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. *AAPG Bulletin*, **42**, pp 387-430.
- Allen, J. R. L. (1977) – The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society*, **134**, pp 19-31.
- Allen, P.A., Allen, J.R. (2005) – *Basin Analysis*. Principles and applications. 2nd Eds., Blackwell Publishing, 451 pp.
- Alves, T. M., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. (2002) – Jurassic tectono sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). *Marine and Petroleum Geology*, **19**, pp 727-754.
- Anderson, R. F., LeHuray, A. P., Fleisher, M. Q., & Murray, J. W. (1989) – Uranium deposition in saanich inlet sediments, vancouver island. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, pp 2205-2213.
- Azerêdo, A.C. (1988) – Preliminary note on peritidal facies of the Bathonian from Serra de S. Bento (Maciço Calcário Estremenho). Proceedings from the 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, 12-21 Set/1987, Lisboa, vol. II, pp 899-916.
- Azerêdo, A. C. (1993) – *Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia*. Tese de Doutoramento (n. publ), Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal, 366 pp.
- Azerêdo, A. C. (1998) – Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies: West-Central Portugal. *Geological Society, London, Special Publications*, **149**, pp 281-314.
- Azerêdo, A. C., Wright, V. P. & Ramalho, M. M. (2002) – The middle-late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, **49**, pp 1339-1370.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H., Manupella, G. (2003) – Da dinâmica continental no Triásico aos mares no Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 pp, 7 estampas.
- Balch, W. M. (2018) – The ecology, biogeochemistry, and optical properties of coccolithophores. *Annual review of marine science*, **10**, pp 71-98.
- Bann, K. L., Tye, S. C., MacEachern, J. A., Fielding, C. R., & Jones, B. G. (2008) – Ichnological and sedimentologic signatures of mixed wave-and storm-dominated deltaic deposits: Examples from the Early Permian Sydney Basin, Australia. Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy. *SEPM Special Publication*, **90**, pp 293-332.
- Bellier, J. P., Mathieu, R., & Granier, B. (2010) – Cours traité de foraminiférologie (L'essentiel sur les foraminifères actuels et fossiles). *Carnets de géologie*.

- Bernardes, C. (1992) – *A sedimentação durante o Jurássico Superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana): Modelos deposicionais e arquitetura sequencial*. Tese de Doutoramento (n. publ.), Departamento de Geociências, Aveiro, Portugal, 261 pp.
- Berra, F., & Felletti, F. (2011) – Syn-depositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): stratigraphic significance. *Sedimentary Geology*, **235**, pp 249-263.
- Best, J. I. M., & Bridge, J. (1992) – The morphology and dynamics of low amplitude bedwaves upon upper stage plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology*, **39**, pp 737-752.
- Black, M. & Barnes, B. (1959) – The structure of Coccoliths from the English Chalk. *Geological Magazine*, **96**, pp 321-328.
- Boggs Jr, S. (2014) – *Principles of sedimentology and stratigraphy*. 5ª edição. Pearson Education, 676 pp.
- Bown, P. R. (1987) – Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils. *Special Papers in Palaeontology*, **38**.
- Bridge, J.S., (2006) – Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication **84**, pp. 85–170.
- Bromley, R. G. (1967) – Some observations on burrows of thalassinidean Crustacea in chalk hardgrounds. *Quarterly Journal of the Geological Society*, **123**, pp 157-177.
- Bromley, R. G. (1996) – *Trace fossils: biology, taphonomy and applications*. Chapman and Hall, London, 361 pp.
- Bukry, D. (1969) – Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, **51**, pp 1-79.
- Bukry, D. (1973) – Phytoplankton stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 20, Western Pacific Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **20**, pp 307-317.
- Carbonel, P., & Tölderer-Farmer, M. (1988) – The ostracod carapace as a hydrochemical source of information at water/sediment interface. In *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, **11**, pp. 341-351.
- Carvalho, J., Matias, H., Torres, L., Manupella, G., Pereira, R. & Mendes-Victor, L. (2005) – The structural and sedimentary evolution of the Arruda and Lower Tagus sub-basins, Portugal. *Marine and Petroleum Geology*, **22**, pp 427-453.
- Casacão, J. P. M., (2015) – *Tectono-estratigrafia e modelação de sistemas petrolíferos da bacia do Porto*. Dissertação de Mestrado em Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 200 pp.
- Catuneanu, O. (2006) – *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 373 pp.
- Cavalier-Smith, T. (1981) – Eukaryote kingdoms: seven or nine?. *Biosystems*, **14**, pp 461-481.

- Cavalier-Smith, T. (1986) – The kingdom Chromista: origin and systematics. *Progress in phycological research*, **4**, 309-347.
- Chamberlain, C. K., & Baer, J. L. (1973) – Ophiomorpha and a new thalassinid burrow from the Permian of Utah. *Brigham Young University Geology Studies*, **20**, pp 79-94.
- Cherns, L., Wheeley, J. R., Karis, L. (2006) – Tunneling trilobites: Habitual infaunalism in an Ordovician carbonate seafloor. *Geology* **34**, pp 657–660.
- Choffat, P. (1882) – Note sur les vallées tiphoniques et les éruptions d’ophite et de teschénite en Portugal. *Bulletin Société Géologique du France*, Paris, **3^a série**, X, pp 267-295.
- Choffat, P., (1885) – Description de la fauna jurassique du Portugal. Mollusques Lamellibranches. 2^aordre. Asiphonidae. *Comm. Trav. Géol. Portugal*, 1-7, Lisboa.
- Choffat, P. (1887) – Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal*, **I**, pp 222-312.
- Choffat, P., (1905) – Supplément à la description de l’Infralias et du Sinémurien au Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal* **VI**, pp 123-143, Lisboa.
- Claassen, C. (1998) – *Shells*. Cambridge University Press, 666 pp.
- Clausen, C. K., & Vilhjálmsson, M. (1986) – Substrate control of Lower Cambrian trace fossils from Bornholm, Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **56**, pp 51-68.
- Corillion, R. (1975) – Flore et végétation du Massif Armorican. Flores des charophytes (characées) du Massif Armorican et des contrées voisines d’Europe occidentale. *T. IV*; 211 pp.
- Dale, A. L., & Dale, B. (1992) – Dinoflagellate contributions to the sediment flux of the Nordic Seas. *Ocean Biocoenosis Series*, **5**, pp 45-76.
- Dalrymple, R. W. (2010) – Introduction to siliciclastic facies models. In: James, N. P., & Dalrymple, R. W. (Eds.) *Facies models* 4, pp 59-72.
- Davies, S. J., & Elliott, T. (1996) – Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland. *Geological Society, London, Special Publications*, **104**, pp 25-35.
- Debenay, J. P. (2012) – *A Guide to 1,000 Foraminifera from Southwestern Pacific: New Caledonia*. IRD Editions, Marseille, 378 pp.
- Doyle, P. (2014) – *Understanding fossils: an introduction to invertebrate palaeontology*. John Wiley & Sons, 409 pp.
- Duarte, L. V. D. F. P. (1996) – *O Toarciano da Bacia Lusitaniana: estratigrafia e evolução sedimentogenética*. Tese de Doutoramento (n. publ.), Universidade de Coimbra, 349 pp.
- Dunham, R. J. (1962) – Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks* (Ed. W.E. Ham), *American Association Petroleum Geology Mem.*, **1**, pp 108–121.

- Durand, N., Monger, H. C., Canti, M. G., & Verrecchia, E. P. (2010) – Calcium carbonate features. *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*, Elsevier, pp 149-194.
- Ehrenberg, K. (1944) – Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift*, **23**, pp 354–359.
- Ekdale, A. A., & Bromley, R. G. (2003) – Paleoethologic interpretation of complex *Thalassinoides* in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, southern Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **192**, pp 221-227.
- Eldholm, O., & Montadert, L. (1981) – The main types of passive margins: an introduction. *Oceanologica Acta*, n° SP
- Ellwood, P. M. (1987) – *Sedimentology of the upper Jurassic Abadia formation and its equivalents, Lusitanian basin, Portugal*, Tese de Doutoramento, Open University.
- Embry, A. F., & Johannessen, E. P. (1992) – T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In Arctic Geology and Petroleum Potential (T. O. Vorren, E. Bergsager, O. A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie and T. B. Lund, Eds.), *Norwegian Petroleum Society (NPF)*, **2**, pp 121–146.
- Emery, D., & Myers, K. (1996) – *Sequence stratigraphy*. John Wiley & Sons, 296 pp.
- Erba, E. (1992) – Middle Cretaceous calcareous nannofossils from the western Pacific (Leg 129): evidence for paleoequatorial crossings. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **129**, pp 189-201.
- Farrow, G. E. (1966) – Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **2**, pp 103-151.
- Fedonkin, M. A. (1981) – White Sea biota of the Vendian (Precambrian non-skeletal fauna of the Russian Platform north). *Transactions of the Geological Institute*, **342**. Nauka, Moscow, pp 1–100.
- Fisher, W. L., & McGowen, J. H. (1967) – Depositional systems in the Wilcox group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association Geological Society*, **17**, pp. 105–125.
- Folk, R. L. (1980) – *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company, 182 pp.
- Frey, R. W., Howard, J. D., & Pryor, W. A. (1978) – Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **23**, pp 199-229.
- Fürsich, F. T., Mayr, H. (1981) – Non-marine *Rhizocorallium* (trace fossil) from the Upper Freshwater Molasses (Upper Miocene) of southern Germany. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* **6**, pp 321–333.
- Galloway, W. E. (1989) – Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG bulletin*, **73**, pp 125 – 142.

- Galopim de Carvalho, A. M. (2008) – *Geologia Sedimentar, Vol.II - Sedimentologia*, Âncora Editora, Lisboa, 475 pp.
- Giraud, F., Pittet, B., Mattioli, E., & Audouin, V. (2006) – Paleoenvironmental controls on the morphology and abundance of the coccolith *Watznaueria britannica* (Late Jurassic, southern Germany). *Marine Micropaleontology*, **60**, pp 205-225.
- Guernet, C. & Lethiers, F. (1989) – Ostracodes et recherche des milieux anciens: possibilités et limites. *Bulletin de la Société géologique de France*, **3**, pp 577-588.
- Guéry, F., Montenat, C., & Vachard, D. (1986) – Évolution tectono-sédimentaire du bassin Portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estrémadura). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, pp 83-94.
- Herron, M. M. & Matteson, A. (1993) – Elemental composition and nuclear parameters of some common sedimentary minerals. *Nuclear Geophysics*, **7**, pp 383-406.
- Hill, G., 1988 – *The Sedimentology and Lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal*. Tese de Doutoramento, Open Univ., 290 pp.
- Horne, D. J., Cohen, A., & Martens, K. (2002) – Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda. *The Ostracoda: applications in Quaternary research*, **131**, pp 5-36.
- Hurst, A. (1990) – Natural gamma-ray spectrometry in hydrocarbon-bearing sandstones from the Norwegian Continental Shelf. *Geological Society, London, Special Publications*, **48**, pp 211-222.
- Hurst, A. & Midlowski, A. E. (1994) – Characterisation of clays in sandstones: Thorium content and spectral log data. *Transactions of the European Formation Evaluation Symposium, Paper S*.
- Kendall, C. G., & Pomar, L. (2005) – Systems Tract, Bounding Surfaces, Lithofacies, Geometric Hierarchies and Stacking Patterns: Keys to Shallow Water Carbonate Interpretation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **89**.
- Kennedy, W. J. (1967) – Burrows and surface traces from the Lower Chalk of Southern England. *Bull Br Mus (Nat Hist) Geol*, **15**, pp 125–167.
- Kennett, J. P. (1982) – *Marine Geology*. Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island. Prentice Hall, 813 pp.
- Knaust, D. (2017) – *Atlas of trace fossils in well core: appearance, taxonomy and interpretation*. Springer, 209 pp.
- Kohring, R., Gottschling, M., & Keupp, H. (2005) – Examples for character traits and palaeoecological significance of calcareous dinoflagellates. *Paläontologische Zeitschrift*, **79**, pp 79-91.
- Kullberg, J.C. (2000) – *Evolução tectónica mesozoica da Bacia Lusitaniana*. Tese de Doutoramento (n. publ.), Universidade Nova de Lisboa, Portugal, 280 pp.

- Kullberg, J.C., Rocha, R.B., Soares, A.F., Reys, J., Terrinha, P., Azerêdo, A.C., Callapez, P., Duarte, L.V., Kullberg, M.C., Martins, L., Miranda, R.M., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M. & Nogueira, C.R. (2013) – A Bacia Lusitaniana: estratigrafia, paleogeografia e tectónica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds). *Geologia de Portugal* vol. 2, *Escolar Editora*, pp 195-347.
- Langford, R., & Bracken, B. (1987) – Medano Creek, Colorado, a model for upper-flow-regime fluvial deposition. *Journal of Sedimentary Research*, **57**, pp 863-870.
- Leaman, M., McIlroy, D., Herringshaw, L. G., Boyd, C., & Callow, R. H. T. (2015) – What does Ophiomorpha irregulaire really look like?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **439**, pp 38-49.
- Lister, G. S., Etheridge, M. A., & Symonds, P. A. (1986) – Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, **14**, pp 246-250.
- Lovley, D. R., Phillips, E. J., Gorby, Y. A., & Landa, E. R. (1991) – Microbial reduction of uranium. *Nature*, **350**, pp 413-416.
- Lowe, D. R. (1988) – Suspended load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, **35**, pp 765-776.
- Lundgren, B. (1891) – Studier öfver fossilförande lösa block. *Geol Fören Stockh Förh*, **13**, pp 111–121.
- MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., Gingras, M. K., Bann, K. (2010) – Ichnology and facies models. In: James, N. P., & Dalrymple, R. W. (Eds.) *Facies models 4*, pp 19-58.
- Martínez, F. J., Mendes, M. H., Quesada, C., Reche, J., Ribeiro M. L., Santos J. F. (2019) – The Iberian Massif. pp. 455-473 In: Quesada, C., & Oliveira, J. T. (Eds.). (2019). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 2: The Variscan Cycle*. Springer Nature. 543 pp.
- Mata, J., Alves, C. F., Martins, L., Miranda, R., Pimentel, N., Martins, S., Azevedo, M. R., Youbi, N., De Min, A., Almeida, I.M., Bensalah, M.K., Terrinha, P. (2015) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and petrogenesis of the West Iberian Margin onshore magmatism at the Jurassic-Cretaceous transition: Geodynamic implications and assessment of open-system processes involving saline materials. *Elsevier, Lithos*, pp 156-172.
- Mateus, O., Dinis, J., & Cunha, P. P. (2013) – Upper Jurassic to Lowermost Cretaceous of the Lusitanian Basin, Portugal-landscapes where dinosaurs walked. *Ciências da Terra*, **VIII**.
- McKee, E. D., & Goldberg, M. (1969) – Experiments on formation of contorted structures in mud. *Geological Society of America Bulletin*, **80**, pp 231-244.
- McKenzie, D. (1978) – Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 25-32 pp.
- Miall, A. D. (1996) – *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, 582 pp.
- Monaco, P., Caracul, J. E., Giannetti, A. (2009) – Thalassinoides and Ophiomorpha as cross-facies trace fossils of crustaceans from shallow-to-deep-water environments: Mesozoic and Tertiary examples from Italy and Spain. In: Garassino A, Feldmann RM, Teruzzi G (eds) 3rd Symposium

- on Mesozoic and Cenozoic Decapod Crustaceans—Museo di Storia Naturale di Milano, May 23–25, 2007. *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, **35**, pp 79–82.
- Montenat, C., Guery, F., Jamet, M. & Berthou, P. Y. (1988) – Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **103**, pp 757-775.
- Morkhoven van, F. P. C. M. (1963) – *Post-Paleozoic Ostracods: Their Morphology, Taxonomy, and Economic Use – Volume II Generic Descriptions*, Elsevier, 478 pp.
- Mouterde, R., Ramalho, M., Rocha, R., Ruget, C. (1971) – Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, Lisboa*, **22**, pp. 209-220.
- Mouterde, R., Ramalho, M., Rocha, R. B., Ruget, C. & Tintant, H., (1972) – Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **XVIII**, pp 73-104.
- Mouterde, R., Rocha, R.B., Ruget, C. & Tintant, H. (1979) – Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra*, **5**, pp 29-52.
- Myrow, P. M. (1995) – Thalassinoides and the enigma of early Paleozoic open-framework burrow systems. *Palaios*, **10**, pp 58–74.
- Nichols, G. (2009) – *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons, 419 pp.
- Nickell, L. A., & Atkinson, R. J. A. (1995) – Functional morphology of burrows and trophic modes of three thalassinidean shrimp species, and a new approach to the classification of thalassinidean burrow morphology. *Marine Ecology Progress Series*, **128**, pp 181-197.
- Ovechkina, M. N., Erba, E., & Bottini, C. (2019) – Calcareous nannoplankton proxies for palaeoenvironmental reconstruction of the Albian–Cenomanian succession in North-western Israel (Mount Carmel Region). *Marine Micropaleontology*.
- Palain, C. (1976) – Une série détritique terrigène les “Grès de Silves”: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, **25**, 377 pp.
- Pena dos Reis, R., Pimentel, N., Bueno, G. (2008) – Curso de campo na Bacia Lusitânica (Portugal): roteiro, 3ª edição, 135 pp.
- Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Garcia, A.J.V. (2012) – A Bacia Lusitânica (Portugal): análise estratigráfica e evolução geodinâmica. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **19**, pp 23-51.
- Pettijohn, F. J. (1975) – *Sedimentary rocks*. New York: Harper & Row, 599 pp.
- Pollard, J. E., Goldring, R., & Buck, S. G. (1993) – Ichnofabrics containing Ophiomorpha: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society*, **150**, pp 149-164.
- Pough, F. H., Janis, C. M., & Heiser, J. B. (1999) – *Vertebrate life*, Pearson, 633 pp.
- Poulton, A. J., Holligan, P. M., Charalampopoulou, A., & Adey, T. R. (2017) – Coccolithophore ecology in the tropical and subtropical Atlantic Ocean: New perspectives from the Atlantic meridional transect (AMT) programme. *Progress in Oceanography*, **158**, pp 150-170.

- Ramalho, M. M. (1971) – Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne. *Serviços Geológicos de Portugal*, **19**.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C., Velbæk, O.V., (1998) – Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, **300**, pp 199-225.
- Reading, H. G., & Levell, B. K. (1996) – Controls on the sedimentary rock record. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, pp 5-36.
- Reineck, H. E., & Singh, I. B. (1980) – *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*, 2ª edição. Springer, 551 pp.
- Reinhardt, P. (1964) – Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. *Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, **6**, pp 749-759.
- Retallack, G. J. (2001) – *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. John Wiley & Sons, 404 pp.
- Rey, J., & Dinis, J. L. (2004) – Shallow marine to fluvial interplay in the Lower Cretaceous of central Portugal: sedimentology, cycles and controls. *Cretaceous and Cenozoic events in West Iberia margins, Field Trip Guidebook*, **2**, pp 5-35.
- Rey, J., Dinis, J.H., Callapez, P & Cunha, P.P. (2006) – Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. *Cadernos de Geologia de Portugal*, INETI, Lisboa, 71 pp.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J.H. (1979) – Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, A. (coord.) *et al.* (1996) – Tectonics of the Lusitanian Basin. Relatório final (n. publ.) Projeto Milupobas, Lisboa, 1 volume + anexos.
- Rider, M. H. (1986) – *The geological interpretation of well logs*. John Wiley and Sons, 192 pp.
- Rocha, R. B. (coord.), Marques, B. L., Kullberg, J. C., Caetano, P. C., Lopes, C., Soares, A. F., Duarte, L. V., Marques, J. F. & Gomes, C. R., (1996) – The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Final Report C. E. C. Proj. MILUPOBAS, Lisboa.
- Rodrigues, G. B., & Fauth, G. (2013). Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *Terrae Didactica*, **9**, pp 34-49.
- Rood, A. P., Hay, W. W. & Barnard, T. (1971) – Electron Microscope Studies of Oxford Clay Coccoliths. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **64**, pp 245-272.
- Roth, P. H. (1989) – Ocean circulation and calcareous nannoplankton evolution during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**, pp 111-126.
- Ruget, C. (1961) – Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage: Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien. *Serviços Geológicos de Portugal*, **7**.

- Segonzac, G. (1969) – Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, **29**.
- Schudack, M. E., Turner, C. E. & Peterson, F. (1998) – Biostratigraphy, paleoecology and biogeography of charophytes and ostracodes from the Upper Jurassic Morrison Formation, *Western Interior, USA. Modern Geology*, **22**, pp. 379-414.
- Seilacher, A. (1967) – The bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**, pp. 413-428.
- Smith, G. A. (1986) – Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, **97**, pp 1-10.
- Smith, A. J., & Horne, D. J. (2002) – Ecology of marine, marginal marine and nonmarine ostracodes. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, **131**, pp 37-64.
- Smith, A. J., Horne, D. J., Martens, K., & Schön, I. (2015) – Class Ostracoda. In *Thorp and Covich's freshwater invertebrates*, Academic Press. pp. 757-780.
- Soares, A. F., Marques, J.F., Rocha, R.B. (1985) – Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e notícias*, **100**, pp 41-71.
- Sohn, I.G. (1982) – Dryelbidae n. fam. from Continental Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks. In: Bate, R.H., Robinson, E. & Sheppard, L.M. (eds) *Fossil and Recent Ostracods*. Ellis Horwood, Chichester, for *The British Micropalaeontological Society*, pp. 305–325.
- Stapel, G., Cloetingh, S. & Pronk, B. (1996) – Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin (western Iberia margin). *Tectonophysics*, **266**, pp 493-507.
- Stradner, H. N. (1963) – New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nanofossils. In *6th World Petroleum Congress*. World Petroleum Congress. Section 1 Paper **4**, 167-183.
- Swinbanks, D. D., & Luternauer, J. L. (1987) – Burrow distribution of thalassinidean shrimp on a Fraser Delta tidal flat, British Columbia. *Journal of Paleontology*, **61**, pp 315-332.
- Tchoumatchenco, P., & Uchman, A. (2001) – The oldest deep-sea Ophiomorpha and Scolicia and associated trace fossils from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous deep-water turbidite deposits of SW Bulgaria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **169**, pp 85-99.
- Todd, S. P. (1996). Process deduction from fluvial sedimentary structures. *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*, pp 299-350.
- Torres, J. A. V. (1994) – *Estratigrafía. Principios y métodos*. Editorial Ruenda, Madrid, 802 pp.
- Tucker, M. E. (1988) – *Techniques in Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publication, 391pp.
- Tucker, M. E., & Wright, V. P. (2009) – *Carbonate sedimentology*. John Wiley & Sons, 482 pp.
- Turner, B. R. (1981) – Possible origin of low angle cross-strata and horizontal lamination in Beaufort group sandstones of the Southern Karoo Basins. *South African Journal of Geology*, **84**, pp 193-197.
- Tyrrel, T. & Young, J. R., (2009) – Coccolithophores. In: Steele, J.H., Turekian, K.K., Thorpe, S.A. (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, San Diego, US.

- Uchman, A. (2009) – The Ophiomorpha rudis ichnosubfacies of the Nereites ichnofacies: characteristics and constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **276**, pp 107–119.
- Valverde Vaquero, P., Ribeiro, M. L., González-Clavijo, E. J., & Bento dos Santos, T. (2010) – Idades preliminares U-Pb, ID-TIMS, das Ilhas Berlengas, Portugal. In *VIII Congresso Nacional de Geologia*.
- Verdel, C., van der Pluijm, B. A., & Niemi, N. (2012) – Variation of illite/muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra during progressive low-grade metamorphism: an example from the US Cordillera. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **164**, pp 521-536.
- Watkinson, M. P. (1989) – *Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins*. Tese de Doutoramento, Universidade Aberta, Milton Keynes, U.K., 390 pp.
- Wernicke, B. (1981) – Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, **291**, 645.
- Wilson, R. C. L. (1988) – Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. *Sociedad Geológica de España*, **1**, pp 393-407.
- Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G., Gradstein, F. M. (1989) – The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. *AAPG Memoir*, **46**, pp 341-361.
- Winn, K. (2006) – Bioturbation structures in marine Holocene sediments of the Great Belt (western Baltic). *Meyniana* **58**, pp 157–178.
- Wray, J. L. (1977) – Calcareous Algae, Developments in Paleontology and Stratigraphy. *Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, New York*, **4**, pp 1-185.
- Yin, J., Fürsich, F. T., & Werner, W. (1995). Reconstruction of palaeosalinity using carbon isotopes and benthic associations: a comparison. *Geologische Rundschau*, **84**(2), 223-236.
- Zbyszewski, G., França, J. C., & Ferreira, O. V. (1961) – Folha 26-B Alcobaça da Carta da Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. *Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa*.
- Zenker J. C. (1836) – *Historisch - topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung*. Jena, 338 pp
- Zimmermann, M., Barros, D., Magalhães, J., Pimentel, N., (2019) – Indications and limitations of gamma-ray spectrometry of Late Jurassic mixed facies, north of São Martinho do Porto (Lusitanian Basin). IX Congresso Jovens Investigadores em Geociências. Livro de atas, pp 55-58.

12. Anexos

12.1 Tabelas com a amostragem de Petrografia

Tabela 12.1. Tabela com a amostragem da Petrografia em cada litofácies.

Amostras	Litofácies
P1; P5; P9; P13; P15; P16; P19; P21; P28	Sm
P6A; P6B; P11; P12; P22	P
P10; P20; P25; P26	Sw
P2; P8; P24	Wack
P17A; P17B	He
P14; P18	Sh
P3; P4	Sf
P7	St
P23	Mrg
P27	FsM

Tabela 12.2. Tabela com a amostragem de Petrografia e a localização na sucessão (m).

Amostras	Localização na sucessão (m)
P1	1
P2	3,8
P3	5,2
P4	6,5
P5	15,3
P6A	15,6
P6B	16,9
P7	17,1
P8	24,3
P9	26,5
P10	31,8
P11	33,9
P12	34,9
P13	35,7
P14	36,9
P15	40,2
P16	41,2
P17A	44,5
P17B	46,4
P18	53,1
P19	54,8
P20	10,5
P21	9,4
P22	15,9
P23	28,5
P24	29,4
P25	56,9
P26	31
P27	56,7
P28	63,6

12.2 Tabela com a correlação das amostras

Tabela 12.3 Localização das amostragens na sucessão sedimentar em face dos vários procedimentos laboratoriais, assim como a correlação e numeração entre amostras.

Localização na sucessão (m)	Micropaleontologia	Calcimetria	Difração de Raio-X	Petrografia
63,6				P28
61,1	Bio44	C42		
58,7	Bio43	C41		
57,6	Bio42	C40		
56,9				P25
56,7	Bio29	C27		P27
56,5	Bio28	C26	DRX26	
55,1	Bio27	C25	DRX25	
54,8				P19
53,5	Bio18	C17	DRX17	
53,1				P18
51,2	Bio41	C39		
50,1	Bio17	C16	DRX16	
48,6	Bio40	C38		
46,4				P17B
46	Bio39	C37		
44,5				P17A
44,1	Bio16	C15	DRX15	
43,7	Bio26	C24	DRX24	
42,3	Bio25	C23	DRX23	
41,2				P16
40,2	Bio15	C14	DRX14	P15
36,9				P14
36,1	Bio38	C36		
35,7				P13
34,9	Bio24	C22	DRX22	P12
34,1	Bio37	C35		
33,9				P11
31,8				P10
31				P26
30,9	Bio14	C13	DRX13	
29,7	Bio23	C21	DRX21	
29,4	Bio13			P24
28,5	Bio22	C20	DRX20	P23
28,2	Bio12	C12	DRX12	
27,1	Bio11	C11	DRX11	
26,5				P9
25,8	Bio10	C10	DRX10	
24,3				P8
24	Bio9	C9	DRX9	
23,4	Bio8	C8	DRX8	
19,9	Bio7	C7	DRX7	
19,1	Bio6	C6	DRX6	
18,5	Bio21	C19	DRX19	
18,2	Bio5	C5	DRX5	
17,1				P7
16,9	Bio4	C4	DRX4	P6B
16,1	Bio36	C34		
15,9	Bio20			P22
15,6				P6A
15,3				P5
14,5	Bio35	C33		
10,5				P20
9,9	Bio34	C32		
9,5	Bio33	C31		
9,4				P21
8,3	Bio19	C18	DRX18	
6,5				P4
5,2				P3
4,9	Bio30	C28		
4,5	Bio3	C3	DRX3	
3,8				P2
3,3	Bio32	C30		
2,2	Bio2	C2	DRX2	
1,2	Bio31	C29		
1				P1
0,3	Bio1	C1	DRX1	

12.3 Tabela com os resultados de Calcimetria

Tabela 12.4. Resultados da calcimetria com o peso da amostra seca, peso da amostra após a reação com HCl, peso dos carbonatos da amostra e percentagem de carbonatos na amostra.

Amostras	Localização na sucessão (m)	Peso da amostra seca (g)	Peso da amostra após reação (g)	Peso dos carbonatos na amostra (g)	Percentagem de carbonatos na amostra (%)
C1	0,3	10	8,27	1,73	17,3
C2	2,2	10	9,06	0,94	9,4
C3	4,5	10	8,36	1,64	16,4
C4	16,9	10	8,7	1,3	13
C5	18,2	10	8,14	1,86	18,6
C6	19,1	10	6,44	3,56	35,6
C7	19,9	10	3,08	6,92	69,2
C8	23,4	10	7,08	2,92	29,2
C9	24	10	6,75	3,25	32,5
C10	25,8	10	5,61	4,39	43,9
C11	27,1	10	5,8	4,2	42
C12	28,2	10	7,78	2,22	22,2
C13	30,9	10	9,75	0,25	2,5
C14	40,2	10	8,55	1,45	14,5
C15	44,1	10	8,89	1,11	11,1
C16	50,1	10	9,98	0,02	0,2
C17	53,5	10	8,96	1,04	10,4
C18	8,3	10	8,7	1,3	13
C19	18,5	10	8,93	1,07	10,7
C20	28,5	10	7,6	2,4	24
C21	29,7	10	5,29	4,71	47,1
C22	34,9	10	8,02	1,98	19,8
C23	42,3	10	9,44	0,56	5,6
C24	43,7	10	9,02	0,98	9,8
C25	55,1	10	9,67	0,33	3,3
C26	56,5	10	8,99	1,01	10,1
C27	56,7	10	9,25	0,75	7,5
C28	4,9	10	4,62	5,38	53,8
C29	1,2	10	7,45	2,55	25,5
C30	3,3	10	8,76	1,24	12,4
C31	9,5	10	8,04	1,96	19,6
C32	9,9	10	8,05	1,95	19,5
C33	14,5	10	8,66	1,34	13,4
C34	16,1	10	8,97	1,03	10,3
C35	34,1	10	7,11	2,89	28,9
C36	36,1	10	8,42	1,58	15,8
C37	46	10	8,23	1,77	17,7
C38	48,6	10	7,69	2,31	23,1
C39	51,2	10	7,65	2,35	23,5
C40	57,6	10	7,69	2,31	23,1
C41	58,7	10	7,2	2,8	28
C42	61,1	10	9,6	0,4	4

12.4 Tabelas com os valores da Radiação Gama total, U, K e Th

Tabela 12.5. Valores da aquisição do GR, U, K e Th ao longo de toda a sucessão sedimentar.

Localização na Sucessão (m)	Pontos Medidos	Raios Gama Total (cps)	U (ppm)	K (%)	Th (ppm)
15	76	56,98	1,6	1,97	8,88
14,8	75	69,71	3,44	2,2	8,57
14,6	74	59,74	6,3	1,57	1,39
14,4	73	74,36	1,83	2,53	12,39
14,2	72	59,05	6,56	1,67	0
14	71	54,26	5,6	1,24	2,52
13,8	70				
13,6	69				
13,4	68				
13,2	67				
13	66				
12,8	65				
12,6	64				
12,4	63				
12,2	62				
12	61				
11,8	60				
11,6	59				
11,4	58				
11,2	57				
11	56				
10,8	55				
10,6	54	30,25	2,09	0,5	4,73
10,4	53	45,64	2,44	1,23	6,28
10,2	52	49,79	3,28	1,18	6,29
10	51	70,82	2,59	2,21	10,9
9,8	50	39,45	3,45	1,02	2,58
9,6	49	36,34	0,52	2,15	2,1
9,4	48	56,34	4,01	1,61	5,02
9,2	47	46,39	1,63	1,81	5,41
9	46	55,39	3,35	1,51	6,67
8,8	45	57,88	2,78	2,2	5,33
8,6	44	54,99	2,58	1,99	5,73
8,4	43	56,25	2,83	1,73	7,05
8,2	42	45,14	2,2	2,04	2,41
8	41	62,39	6,24	1,37	3,61
7,8	40				
7,6	39				
7,4	38				
7,2	37				
7	36				
6,8	35				
6,6	34				
6,4	33	20,06	1,46	0,04	4,54
6,2	32	24,02	2,62	0,31	2,06
6	31	23,88	1,96	0,61	1,94
5,8	30	25,03	13,57	0,28	0,47
5,6	29	24,8	1,99	0,23	4,19
5,4	28	37,08	4,8	0,33	2,23
5,2	27	36,51	3,82	0,48	13,44
5	26	30,33	2,38	0,59	3,66
4,8	25	38,8	4,74	0,5	2,15
4,6	24	46,8	6,74	0,55	0,57
4,4	23				
4,2	22				
4	21	19,21	1,22	0,5	2,29
3,8	20	27,59	3,9	0,39	0,13
3,6	19	30,98	0,48	1,37	4,16
3,4	18	44,3	0	1,68	8,96
3,2	17	56,03	5,23	1,02	5,23
3	16	54,41	4,33	1,2	5,67
2,8	15	52,73	2,94	1,87	4,65
2,6	14	65,46	4,53	1,84	6,32
2,4	13	60,91	0,65	2,95	7,45
2,2	12	74,92	3,74	2,46	8,66
2	11	83,56	4,23	2,55	10,5
1,8	10	38,6	2,39	0,97	4,93
1,6	9	48	2,31	1,68	5,18
1,4	8	73,73	4,38	2,33	7,41
1,2	7	86,16	3,46	1,91	16,67
1	6	32,96	2,49	1,06	1,96
0,8	5	48,86	0	1,43	12,1
0,6	4	66,81	0,84	3,03	9,01
0,4	3	83,94	2,52	3,16	11,37
0,2	2	75,78	3,67	2,06	11,25
0	1	62,98	5,41	1,55	4,81

Localização na Sucessão (m)	Pontos Medidos	Raios Gama Total (cps)	U (ppm)	K (%)	Th (ppm)
30	151	66	2,68	2,98	4,75
29,8	150	73,12	1,51	2,86	10,86
29,6	149	55,62	5,85	0,93	4,1
29,4	148	60,51	6,99	1,48	0,62
29,2	147	63,2	1,93	2,78	6,4
29	146	68,18	3,67	2,59	5,4
28,8	145	82,48	1,01	4,03	9,62
28,6	144	98,38	13,38	13,9	11,29
28,4	143	99,93	4,67	13,37	11,75
28,2	142	77,94	2,89	2,83	9,86
28	141	79	1,58	3,37	10,38
27,8	140	87,6	2,86	3,12	12,25
27,6	139	74,48	2,59	2,68	9,89
27,4	138	73,94	2,07	2,66	10,97
27,2	137	75,05	0,92	2,68	13,96
27	136	74,39	3,4	2,83	7,24
26,8	135	43,21	1,03	1,89	5,1
26,6	134	56,93	2,21	1,84	8,13
26,4	133	58,98	1,5	2,95	4,75
26,2	132	65,92	4,12	1,4	9,7
26	131	64,86	0	2,63	12,19
25,8	130	67,76	1,64	2	12,97
25,6	129	85,29	6,1	2,59	6,72
25,4	128	85,25	3,88	3,1	9,13
25,2	127	76,89	3,46	2,09	12,02
25	126	77,06	3,11	2,56	10,39
24,8	125	79,8	6,55	1,9	7,11
24,6	124	77,54	3,14	3,11	7,67
24,4	123	85,97	3,72	2,66	12,07
24,2	122	82,81	2,53	2,64	13,57
24	121	72,89	1,35	3,12	9,8
23,8	120	73,55	3,67	2,12	10,04
23,6	119	79,08	5,34	2,57	6,07
23,4	118	82,62	5,01	2,33	9,54
23,2	117	62,97	1,89	2,85	5,99
23	116	74,72	3,6	2,33	9,57
22,8	115				
22,6	114				
22,4	113				
22,2	112				
22	111				
21,8	110				
21,6	109				
21,4	108				
21,2	107				
21	106				
20,8	105				
20,6	104				
20,4	103				
20,2	102				
20	101				
19,8	100	45,44	1,78	1,52	6,21
19,6	99	44,24	0,44	2,22	5,11
19,4	98	69,09	2,99	2,52	7,69
19,2	97	79,61	3,06	3,1	8,71
19	96	87,26	1,48	2,91	16,37
18,8	95	53,98	6,23	1,16	1,42
18,6	94	69,52	9,72	0,81	1,51
18,4	93	63,43	9,01	0,86	0
18,2	92	53,72	7,84	0,71	0
18	91	29,72	3,83	0,61	0
17,8	90	28,16	2,08	0,35	4,69
17,6	89	24,36	2,85	0,63	0
17,4	88	43,3	6,2	0,36	1,39
17,2	87	38,99	4,72	0,47	2,4
17	86	33,45	2,64	0,82	3
16,8	85	56,29	6,07	1,46	1,13
16,6	84	57,9	5,46	1,17	4,66
16,4	83	39,38	4,95	0,69	0,91
16,2	82	30,76	3,89	0,61	0,31
16	81	39,05	4,64	0,97	0
15,8	80	31,88	2,6	1,29	0,11
15,6	79	50	7,77	0,45	0
15,4	78	45,18	6,58	0,6	0,02
15,2	77	45,94	1,91	1,22	7,67

Localização na Sucessão (m)	Pontos Medidos	Raios Gama Total (cps)	U (ppm)	K (%)	Th (ppm)
45	226	62,28	7,95	0,73	3,06
44,8	225	70,76	5,08	1,43	9,32
44,6	224	55,53	4,52	1,33	5,08
44,4	223	63,23	1,29	1,81	12,9
44,2	222	77,23	2,09	2,56	12,8
44	221	79,4	0,27	3,06	15,17
43,8	220	80,69	3,26	2,38	12,45
43,6	219	83,9	3,22	3,35	8,77
43,4	218	84,31	4,11	2,7	10,32
43,2	217	27,3	2,63	0,72	1,41
43	216	38,24	0,77	1,57	5,37
42,8	215	53,14	3,29	1,89	3,31
42,6	214	53,01	0,06	2,24	3,35
42,4	213	54,56	0,88	1,94	9,7
42,2	212	53,69	7,53	2,32	5,81
42	211	62,34	2,14	2,35	7,78
41,8	210	52,71	2,25	1,58	7,72
41,6	209	55,59	0,68	2,54	7,4
41,4	208	47,57	1,77	1,7	6,13
41,2	207	39,38	4,77	0,49	2,59
41	206	35,7	3,64	0,57	3,05
40,8	205	48,52	7,32	0,53	0
40,6	204	49,51	5,18	0,85	3,61
40,4	203	46,33	5,88	0,89	0,54
40,2	202	48,28	4,7	1,01	3,38
40	201	45,24	2,53	1,54	4,31
39,8	200				
39,6	199				
39,4	198				
39,2	197				
39	196				
38,8	195				
38,6	194				
38,4	193				
38,2	192				
38	191				
37,8	190				
37,6	189	43,12	3,51	0,87	4,74
37,4	188	40,33	4,03	0,73	3,41
37,2	187	44,25	3,97	0,33	3,96
37	186	29,65	1,62	0,42	4,71
36,8	185	30,69	3,02	0,47	2,98
36,6	184	49,2	3	0,94	7,93
36,4	183	61,44	5,83	0,86	6,87
36,2	182	45,45	1,35	1,27	8,51
36	181	52,78	2,95	1,48	6,7
35,8	180	77,42	1,67	2,06	16,44
35,6	179	61,98	0	2,3	12,81
35,4	178	70,47	2,68	2,77	7,65
35,2	177	73,92	3,31	2,83	7,26
35	176	87,18	2,49	3,62	10,3
34,8	175	92,59	4,78	3,39	8,49
34,6	174	103	5,16	2,14	18,33
34,4	173	96,97	6,16	2,72	10,59
34,2	172	81,26	0,66	2,65	17,19
34	171	79,37	3,5	2,46	10,95
33,8	170	82,88	3,6	2,49	12
33,6	169	80,98	3,4	2,73	10,4
33,4	168	76,4	4,38	2,81	5,32
33,2	167	87,54	3,63	2,9	11,64
33	166	85,27	3,4	2,88	11,33
32,8	165				
32,6	164				
32,4	163				
32,2	162				
32	161	35,25	3,46	0,42	4,47
31,8	160	58,32	4,88	1,14	6,3
31,6	159	63,32	6,42	1,25	6,67
31,4	158	85,43	8,06	0,68	12,32
31,2	157	83,35	10,13	0,81	5,97
31	156	80,86	4,82	1,96	11,15
30,8	155	105,52	6,19	3,25	11,18
30,6	154	100,67	2,02	3,3	18,45
30,4	153	106,07	3,73	3,34	16,55
30,2	152	90,95	2,62	3,07	14,42

Localização na Sucessão (m)	Pontos Medidos	Raios Gama Total (cps)	U (ppm)	K (%)	Th (ppm)
56,4	283	56,67	3,19	1,7	6,57
56,2	282	85,7	0	4,11	12,86
56	281	74,24	0	3,57	11,04
55,8	280	61,1	0	2,91	9,25
55,6	279	79,26	0,37	3,2	14,14
55,4	278	72,58	1,73	2,56	11,72
55,2	277	62,33	1,91	2,74	6,29
55	276	66,24	1,16	2,09	12,95
54,8	275	42,45	3,26	1,95	4,3
54,6	274	39,31	3,27	1,11	2,5
54,4	273	54,79	6,23	0,99	2,61
54,2	272	102,3	13,89	1,26	2,8
54	271	172,11	16,5	2,95	15,98
53,8	270	186,82	15,53	3,61	18,42
53,6	269	118,63	8,16	3,26	11,92
53,4	268	92,52	2,92	3,48	12,21
53,2	267	94,46	0	4,51	14,23
53	266	43,03	1,23	1,55	6,31
52,8	265	54,41	2	1,52	9,31
52,6	264	65,07	1,24	2,51	10,09
52,4	263	57,45	1,62	2,43	6,62
52,2	262	56,73	2,03	2,21	6,54
52	261	56,89	0	2,46	3,92
51,8	260	52,96	1,15	2,15	7,33
51,6	259	82,99	4,09	3,81	4,01
51,4	258	73,67	3,43	2,74	7,34
51,2	257	72,89	1,36	2,83	11,3
51	256	60,75	0	2,67	10,36
50,8	255	64,3	2,93	2,26	7,27
50,6	254	99,98	2,19	4,07	13,77
50,4	253	101,39	2,21	3,4	17,83
50,2	252	100,81	2,96	2,75	19,25
50	251	99,93	1,44	3,08	20,39
49,8	250	82,74	3,17	3,08	9,81
49,6	249	69,11	3,65	2,28	7,47
49,4	248	43,76	4,03	1,35	1,26
49,2	247	50,97	3,07	1,6	5,07
49	246	41,82	3,07	1,47	1,89
48,8	245	62,26	4,09	1,89	5,76
48,6	244	58,87	4,12	1,77	4,97
48,4	243	50,62	3,89	2,04	0,72
48,2	242	46,35	4,86	1,29	0,74
48	241	54,28	2,98	1,75	5,8
47,8	240				
47,6	239				
47,4	238	40,77	2,26	1,45	3,63
47,2	237	26,25	2,82	0,12	3,49
47	236	22,92	2,16	0,33	2,56
46,8	235	29,12	2,35	0,57	3,31
46,6	234	24,46	3,99	0,14	0
46,4	233	24,13	3,12	0,4	0,49
46,2	232	26,67	2,91	0,11	3,59
46	231	37,48	4,56	0,98	1,09
45,8	230	39,91	4,03	0,88	2,23
45,6	229	48,65	6,05	1,09	0
45,4	228	37,92	3,69	0,77	12,79
45,2	227	41,85	4,77	0,84	1,49

12.5 Tabelas com os resultados da difração de Raio-X e difratogramas

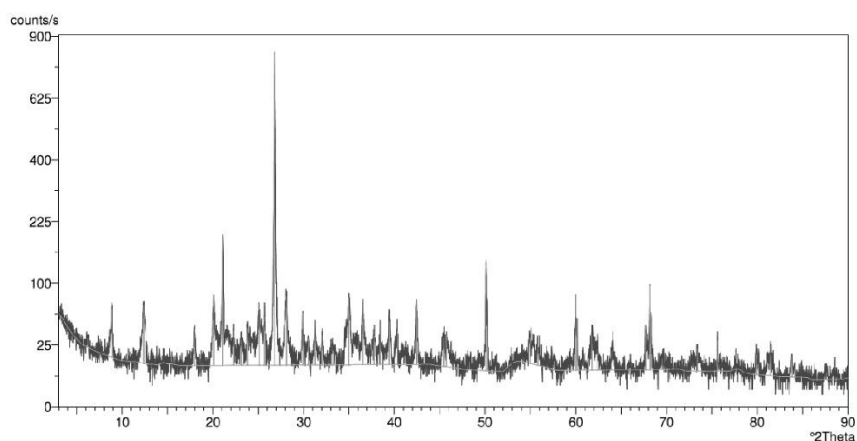
12.5.1 Tabela com os valores da razão I/K e Índice de cristalinidade da illite

Tabela 12.6. Tabela com os valores retirados dos difratogramas que levaram ao cálculo da razão I/K e do índice de cristalinidade da Illite.

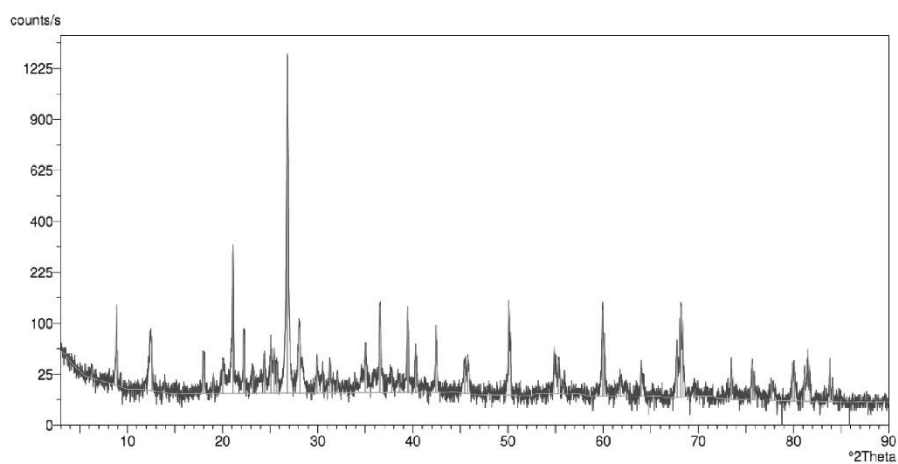
Amostras	Localização na sucessão (m)	Illite (comprimento da base)	Illite (altura do pico)	Caulinite (comprimento da base)	Caulinite (altura do pico)	Illite/Caulinite	Índice de Cristalinidade da Illite
Drx1	0,3	0,1	1,9	0,2	1,1	1,73	0,15
Drx2	2,2	0,1	2,2	0,1	1,7	2,59	0,20
Drx3	4,5	0,1	2,2	0,2	2,2	1,00	0,12
Drx4	16,9	0,1	1,6	0,15	1,5	1,42	0,21
Drx5	18,2	0,05	1,2	0,1	2	0,60	0,15
Drx6	19,1	0,2	2	0,2	1,6	2,50	0,17
Drx7	19,9	0,1	1,8	0,2	1,9	0,95	0,20
Drx8	23,4	0,2	2,4	0,3	2	1,60	0,18
Drx9	24	0,08	1,4	0,2	1,4	0,75	0,17
Drx10	25,8	0,1	2,8	0,2	3,4	0,82	0,16
Drx11	27,1	0,1	1,8	0,3	2,3	0,52	0,15
Drx12	28,2	0,1	1,2	0,2	1,4	0,86	0,20
Drx13	30,9	0,2	1,7	0,2	1,7	2,00	0,19
Drx14	40,2	0,1	1,9	0,2	1,3	1,46	0,15
Drx15	44,1	0,2	2,1	0,3	2	1,40	0,18
Drx16	50,1	0,1	1,4	0,2	1	1,40	0,20
Drx17	53,5	0,1	2	0,2	1,5	1,33	0,10
Drx18	8,3	0,15	2,6	0,2	2,1	1,86	0,21
Drx19	18,5	0,1	1,7	0,2	1,4	1,21	0,16
Drx20	28,5	0,1	2,6	0,3	3,9	0,44	0,17
Drx21	29,7	0,1	1,6	0,2	1,4	1,14	0,14
Drx22	34,9	0,1	1,7	0,2	1,7	1,00	0,21
Drx23	42,3	0,1	2,8	0,1	2,2	2,55	0,21
Drx24	43,7	0,1	2,4	0,2	1,95	1,23	0,21
Drx25	55,1	0,2	1,4	0,2	1,6	1,75	0,15
Drx26	56,5	0,2	1,4	0,3	2,1	0,89	0,19

12.5.2 Difratogramas

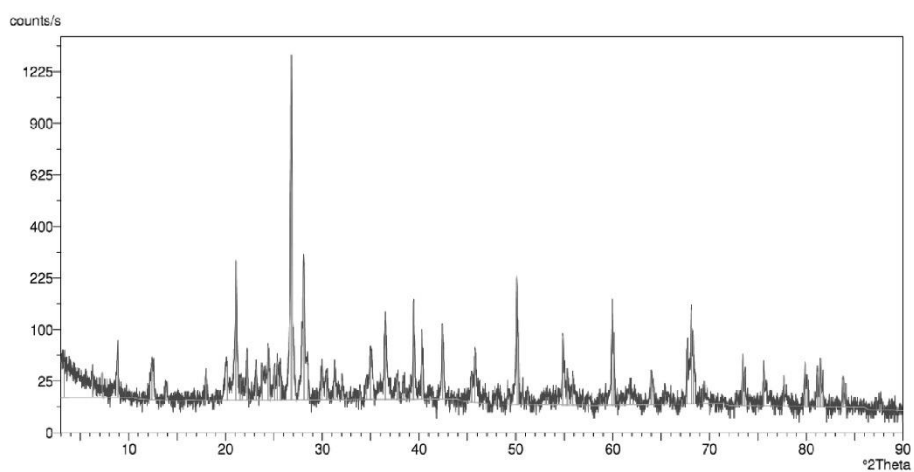
X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx2



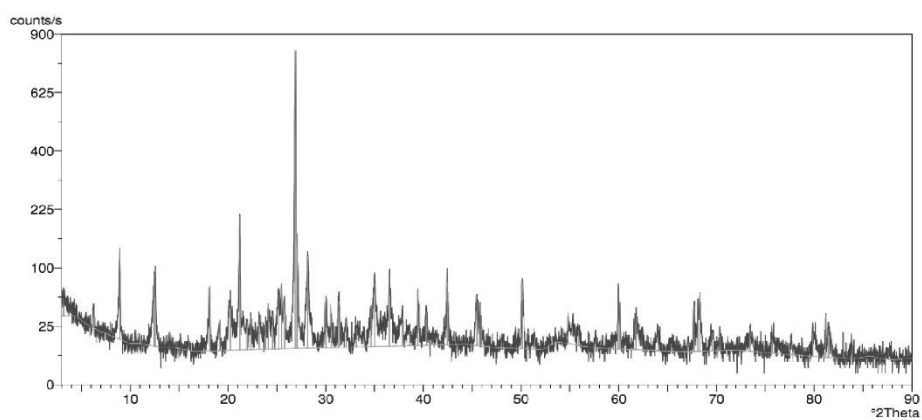
X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx3

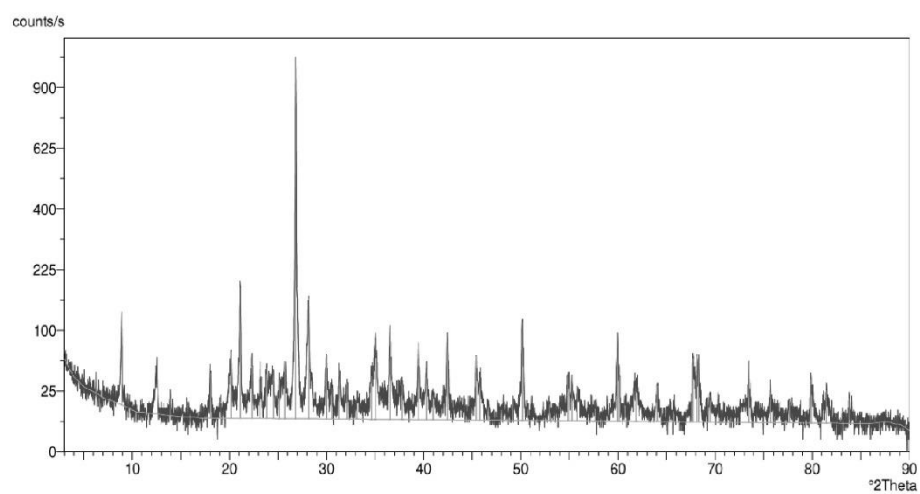
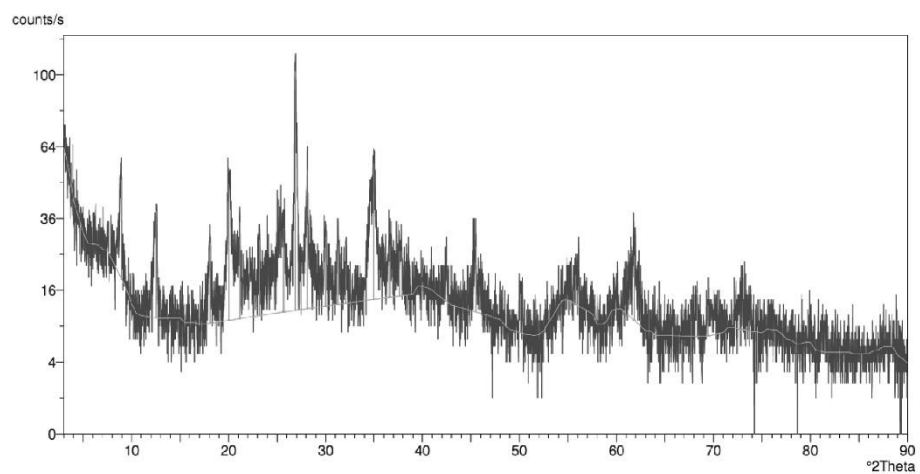
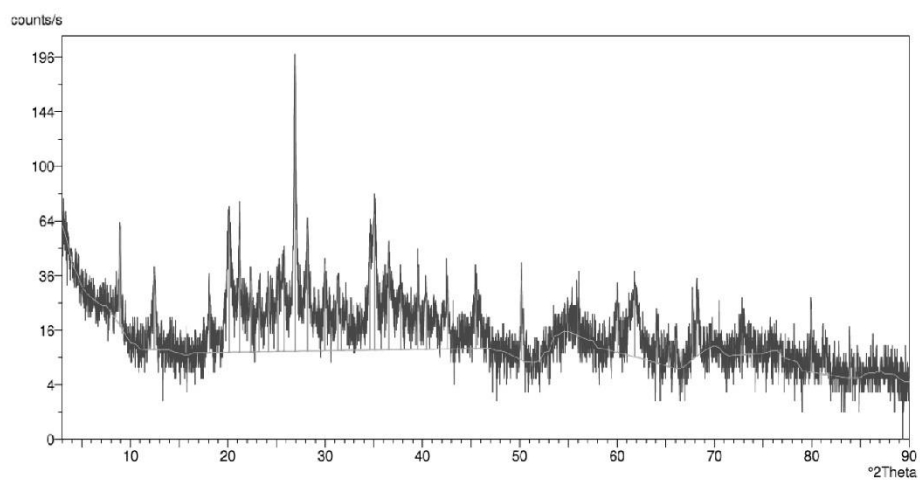


X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx4

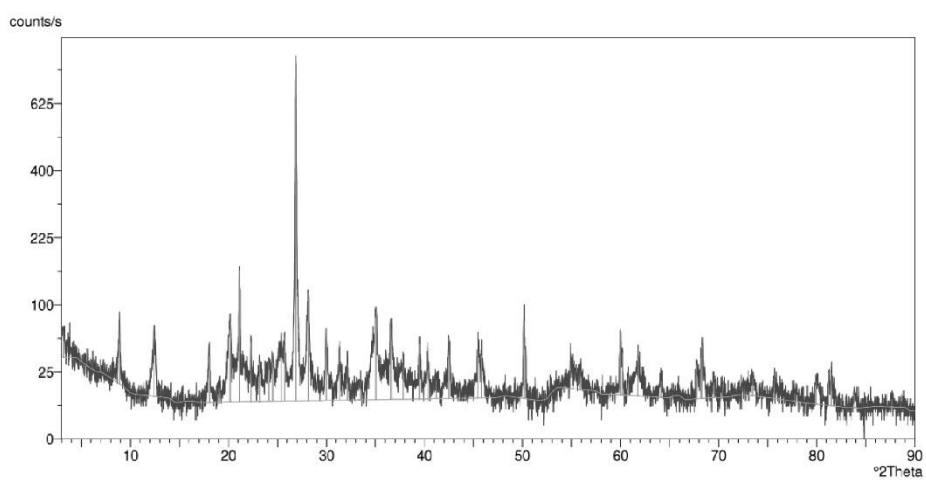


X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx5

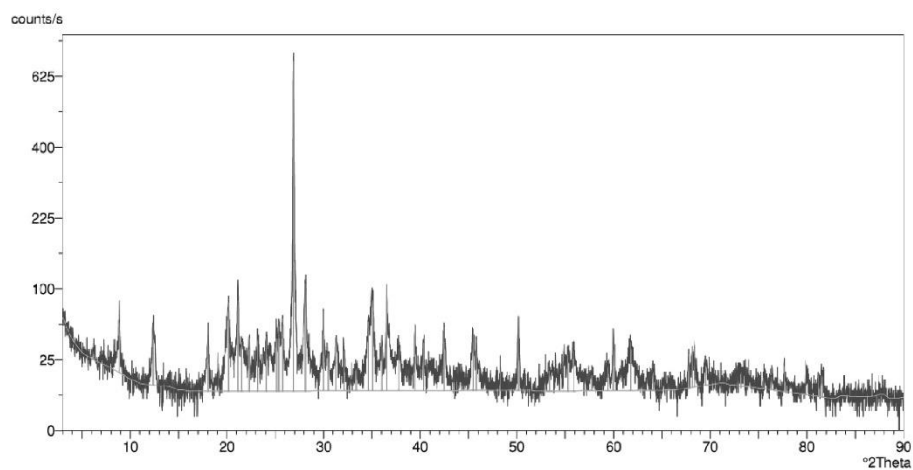




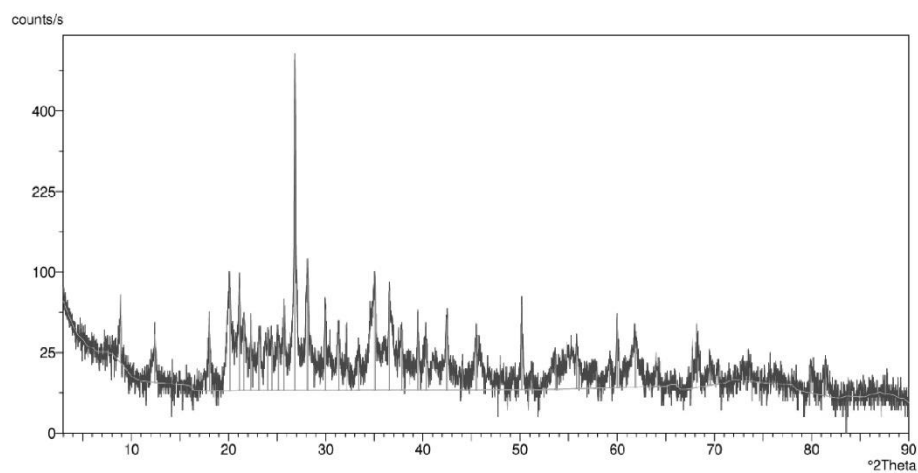
X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx9

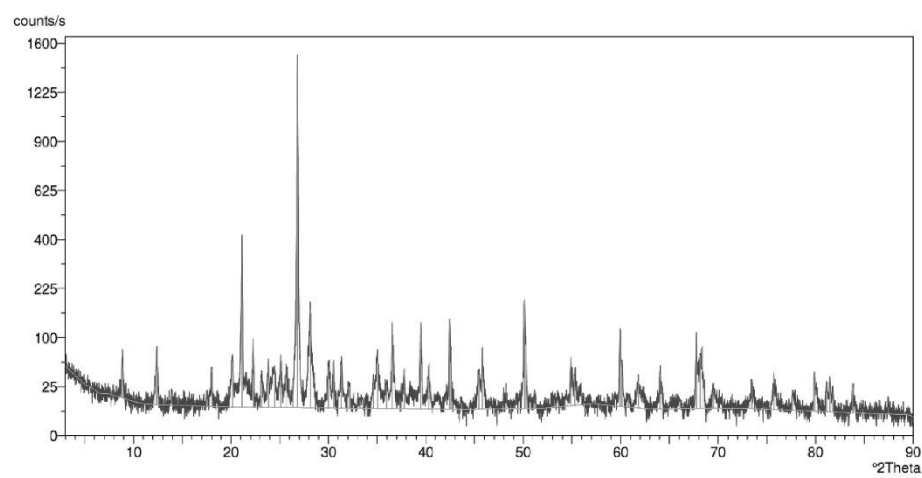
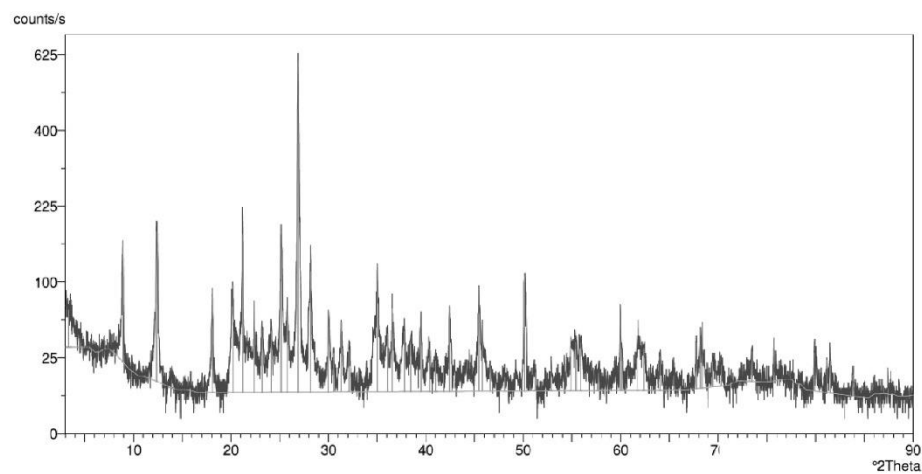
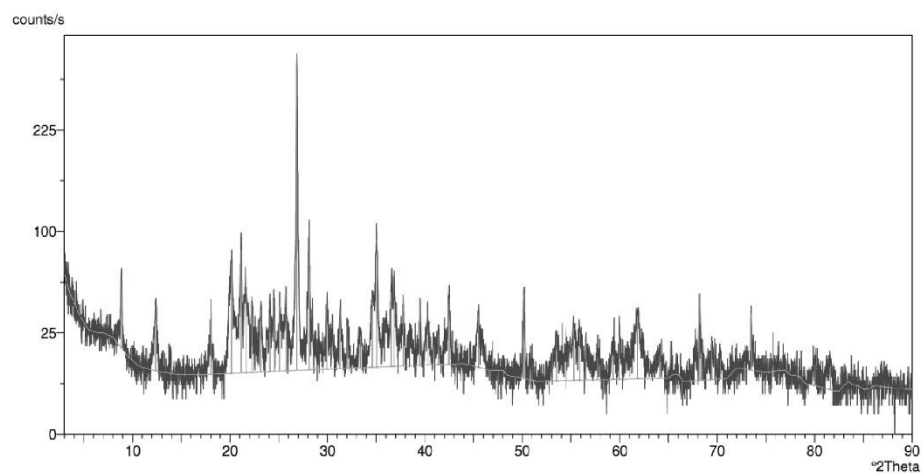


X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx10

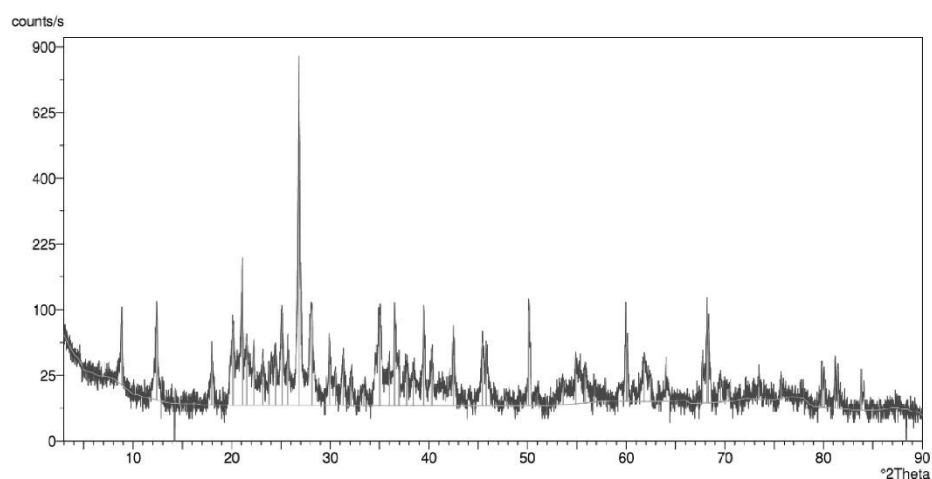


X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx11

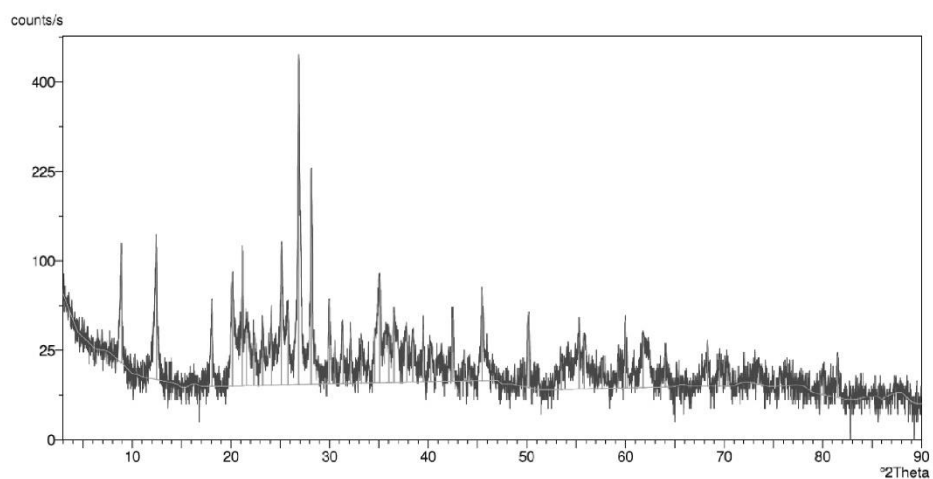




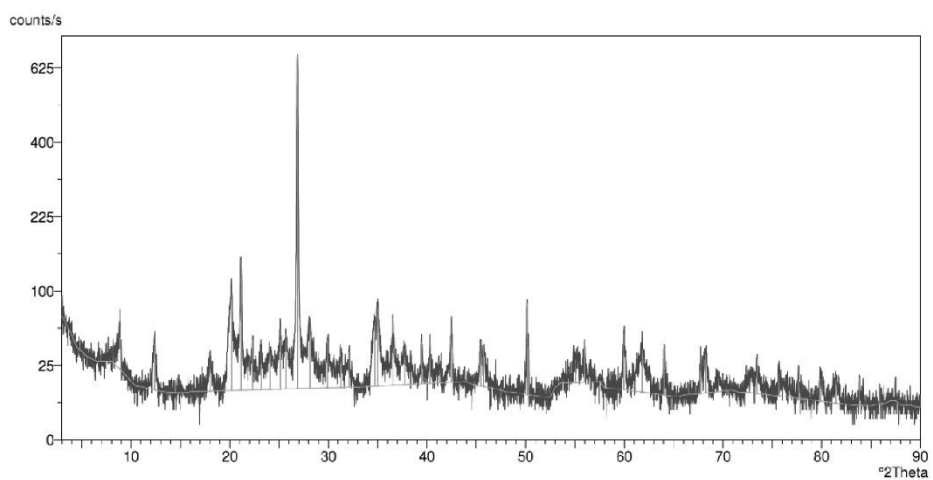
X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx15



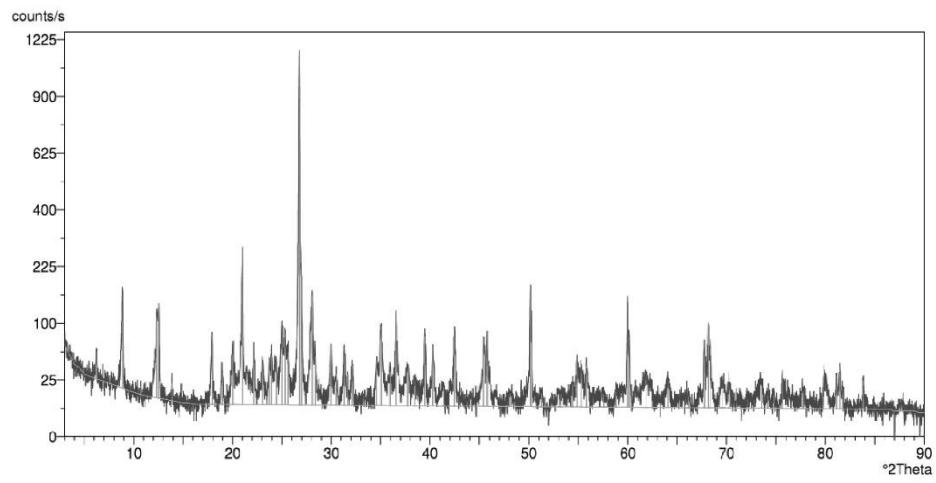
X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx16



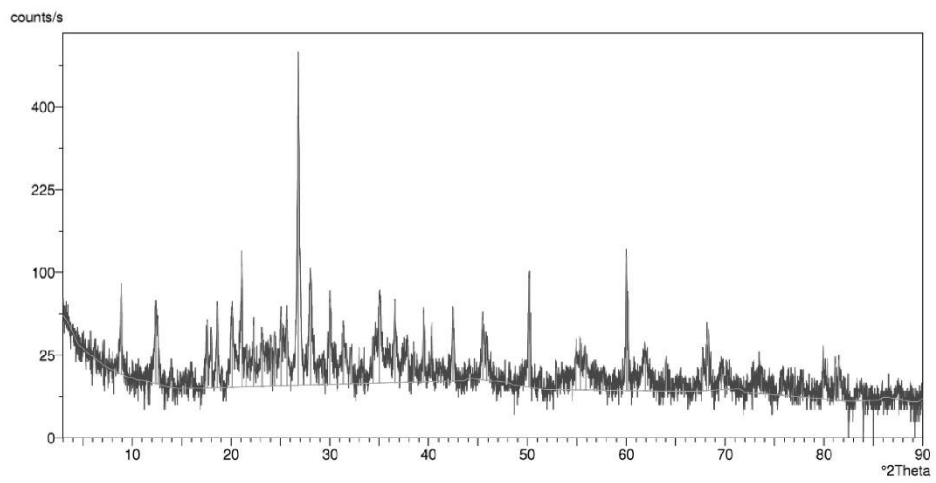
X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx17



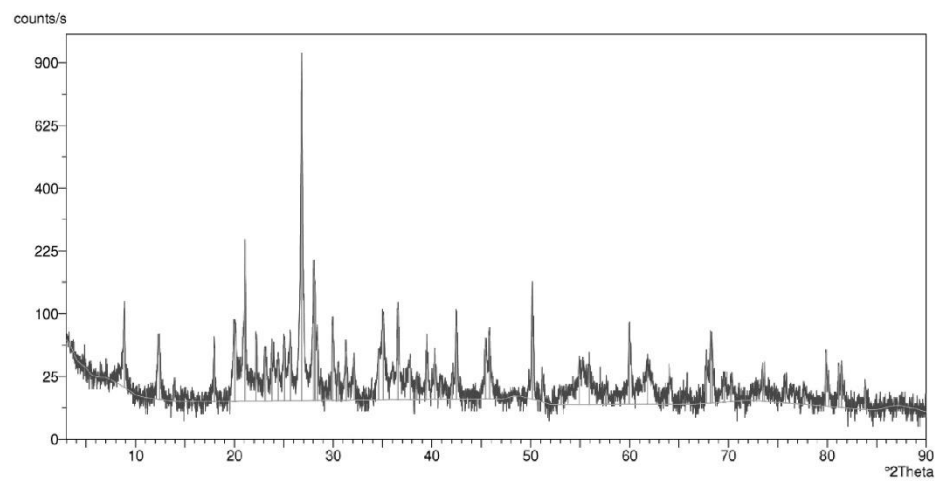
X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx18

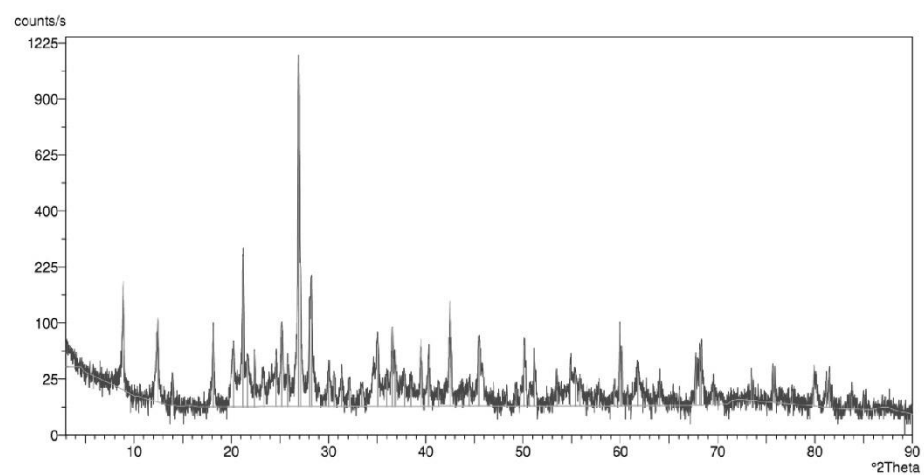
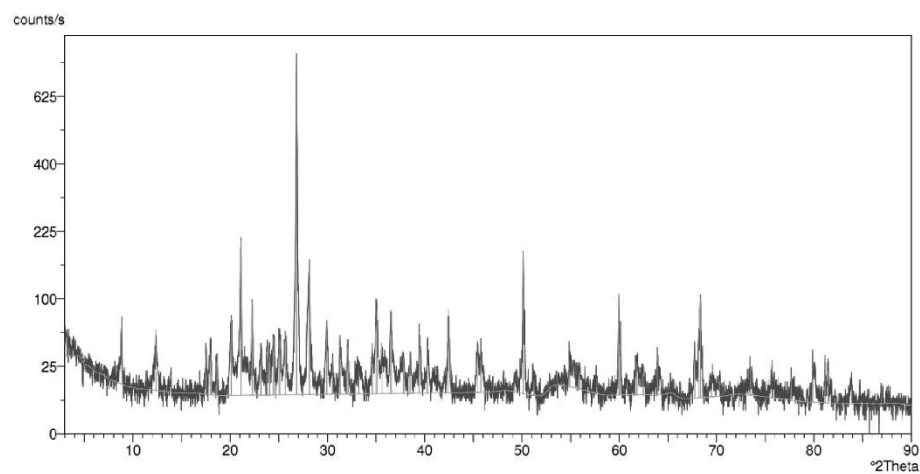
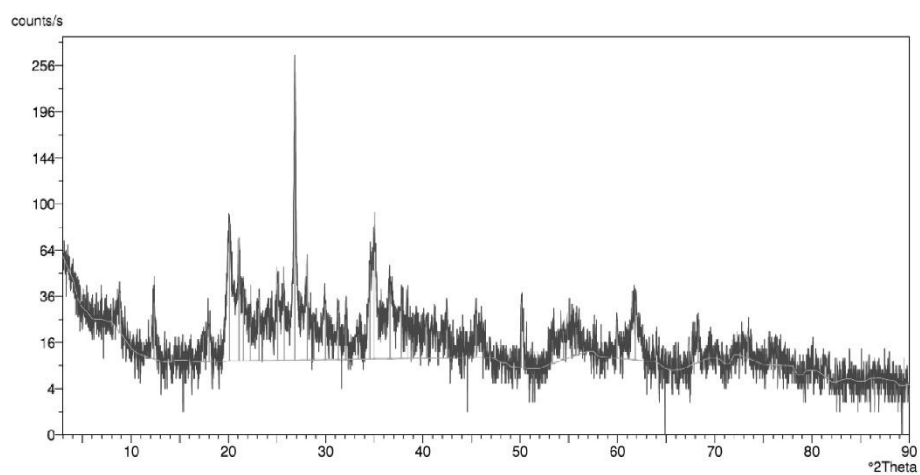


X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx19

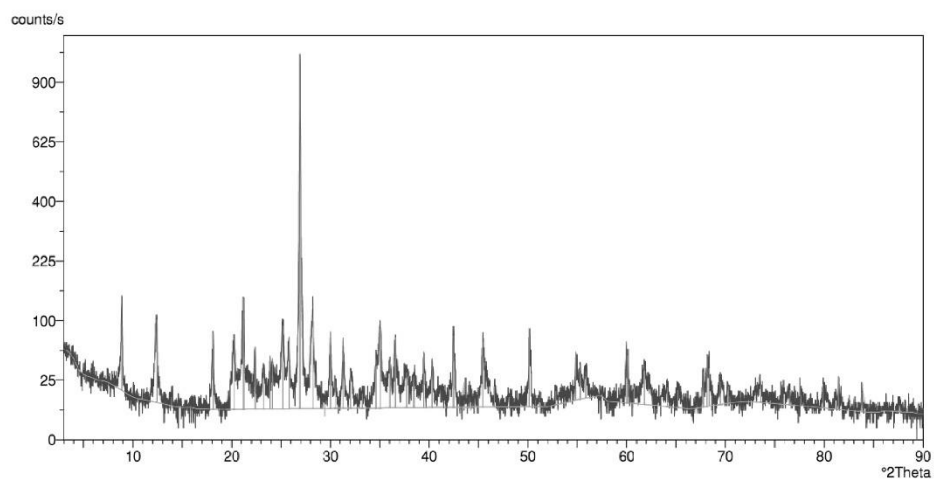


X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx20

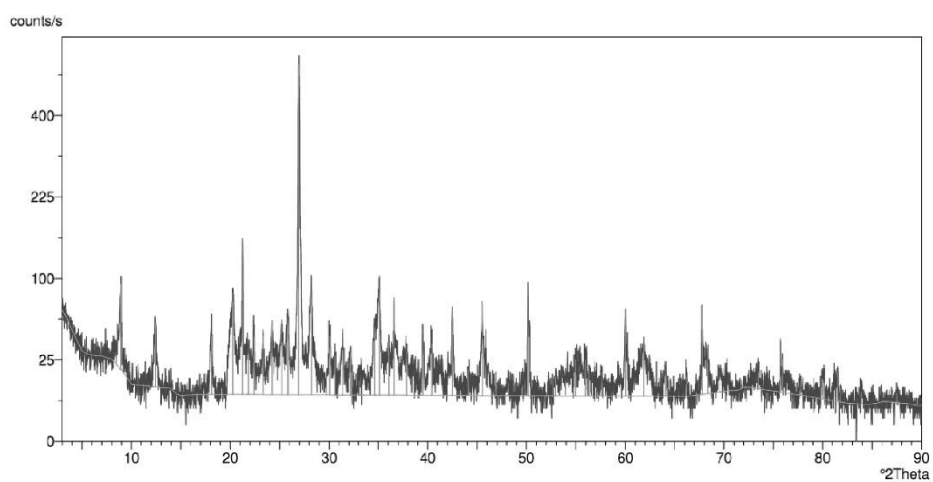




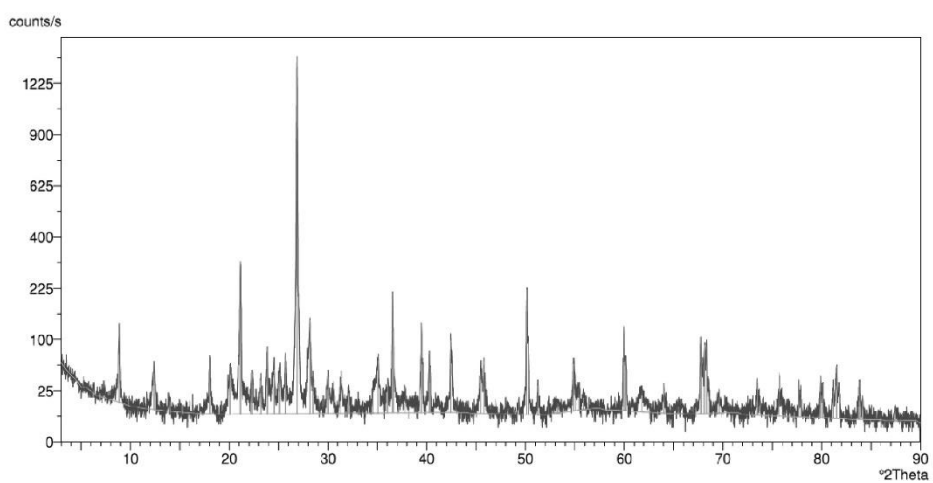
X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx24



X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx25



X'Pert Graphics & Identify
Graph: GDrx26



12.6 Tabelas de contagens dos nanofósseis calcários e espécies

Tabela 12.7. Tabela com a quantidade de nanofósseis encontrados ao longo da sucessão sedimentar nas várias amostras assim como a distribuição das espécies.

Amostras	Localização na sucessão (m)	Quantidade de nanofósseis calcários encontrados (1 coluna= 30mm)	Espécies de nanofósseis calcários			
			<i>W. manivitiae</i>	<i>W. barnesiae</i>	<i>W. ovata</i>	<i>W. britannica</i>
Bio1	0,3	36	✓	✓	✓	✓
Bio2	2,2	92	✓	✓	✓	✓
Bio3	4,5	16	✓	✓	✓	✓
Bio4	16,9	3			✓	✓
Bio5	18,2	8	✓	✓	✓	✓
Bio6	19,1	0				
Bio7	19,9	0				
Bio8	23,4	6	✓			✓
Bio9	24	18	✓	✓	✓	✓
Bio10	25,8	6		✓	✓	
Bio11	27,1	6	✓	✓		✓
Bio12	28,2	4	✓	✓		
Bio13	29,4	0				
Bio14	30,9	19	✓	✓	✓	✓
Bio15	40,2	6				✓
Bio16	44,1	0				
Bio17	50,1	0				
Bio18	53,5	7			✓	
Bio19	8,3	45	✓	✓	✓	✓
Bio20	15,9	7	✓			
Bio21	18,5	7	✓		✓	
Bio22	28,5	1	✓			
Bio23	29,7	0				
Bio24	34,9	8	✓	✓	✓	
Bio25	42,3	7	✓			
Bio26	43,7	9	✓			
Bio27	55,1	0				
Bio28	56,5	0				
Bio29	56,7	0				
Bio30	4,9	0				
Bio31	1,2	35	✓	✓	✓	✓
Bio32	3,3	3				✓
Bio33	9,5	42	✓	✓	✓	✓
Bio34	9,9	4	✓	✓		✓
Bio35	14,5	10			✓	
Bio36	16,1	3	✓		✓	
Bio37	34,1	5		✓		
Bio38	36,1	8		✓	✓	
Bio39	46	0				
Bio40	48,6	0				
Bio41	51,2	2	✓	✓		
Bio42	57,6	6	✓	✓		
Bio43	58,7	17	✓	✓	✓	✓
Bio44	61,1	0				

12.7 Tabelas de contagens de ostracodos e foraminíferos

Tabela 12.8. Tabela com as contagens dos ostracodos, carófitas e foraminíferos em todas as amostras triadas.

Amostra	Localização na sucessão (m)	Fração Quarteada	Microfósseis encontrados			Total na Fração triada			Total na Amostra (300g)		
			Carófitas	Ostracodos	Foraminíferos	Carófitas	Ostracodos	Foraminíferos	Carófitas	Ostracodos	Foraminíferos
Bio1	0,3	1/8	✓			25			200		
Bio2	2,2	1/8									
Bio3	4,5	1/32		✓			29			928	
Bio4	16,9	1/32									
Bio5	18,2	1/32		✓			15			480	
Bio6	19,1	1/32	✓	✓		11	162		352	5184	
Bio7	19,9	1/128	✓	✓		16	127		2048	16256	
Bio8	23,4	1/16									
Bio9	24	1/16		✓			45			720	
Bio10	25,8	1/64	✓	✓		11	103		704	6592	
Bio11	27,1	1/32		✓			47			1504	
Bio12	28,2	1/16	✓	✓		8	46		128	736	
Bio13	29,4	1/64	✓	✓		4	231		256	14784	
Bio14	30,9	1/8		✓			12			96	
Bio15	40,2	1/16									
Bio16	44,1	1/64									
Bio17	50,1	1/16									
Bio18	53,5	1/16									
Bio19	8,3	1/128									
Bio20	15,9	1/64									
Bio21	18,5	1/32	✓	✓		19	55		608	1760	
Bio22	28,5	1/64		✓			89			5696	
Bio23	29,7	1/128		✓			47			6016	
Bio24	34,9	1/16									
Bio25	42,3	1/64									
Bio26	43,7	1/64									
Bio27	55,1	1/8									
Bio28	56,5	1/16									
Bio29	56,7	1/8									
Bio30	4,9	1/64		✓	✓		58	81		3712	5184
Bio31	1,2	1/16									
Bio32	3,3	1/32									
Bio33	9,5	1/32									
Bio34	9,9	1/16									
Bio35	14,5	1/8									
Bio36	16,1	1/32									
Bio37	34,1	1/8									
Bio38	36,1	1/64									
Bio39	46	1/32									
Bio40	48,6	1/32									
Bio41	51,2	1/16									
Bio42	57,6	1/16	✓			26			416		
Bio43	58,7	1/32									
Bio44	61,1	1/64									

Tabela 12.9. Tabela com a ocorrência de ostracodos por amostra.

Gêneros/ Espécies de Ostracodos	Bio3	Bio5	Bio6	Bio7	Bio9	Bio10	Bio11	Bio12	Bio13	Bio14	Bio21	Bio22	Bio23	Bio30
<i>Mantelliana</i>			✓	✓	?	✓			✓		✓			✓
<i>Theriosynoecum helmdachi</i>	✓						✓	✓		✓	✓			
<i>Darwinula</i>			✓	✓	?	✓		✓	✓					
<i>Theriosynoecum</i>		✓		✓		✓			✓				✓	?
<i>Sinuocythere</i>	✓		✓	✓										
<i>Damonella</i>				✓					✓					
<i>Cetacella</i>						?					?			
<i>Timiriasevia guimarotensis</i>							✓							
<i>Fabanella</i> / <i>Phraterfabanella</i> - <i>Stenestroemia</i> / <i>Lutkevichinella</i>														✓